

Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten

mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen
in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen

Inauguraldissertation

DER NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER FRIEDRICH-ALEXANDER-UNIVERSITÄT ERLANGEN
ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES

vorgelegt von

HANS GRUSS

aus Müglitz i. Mähren



Als Dissertation genehmigt von der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Erlangen

Dekan: Universitätsprofessor Dr. TH. SCHNEIDER

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. TH. ERNST

Berichterstatter: Universitätsprofessor Dr. B. v. FREYBERG

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Februar 1957

Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten

mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen
in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen

Von

Hans Gruß, Erlangen

Mit 26 Abbildungen im Text und auf Taf. 7—9

Inhalt

	Seite
Einführung	48
Geologischer Teil	48
Geographische Lage des untersuchten Vorkommens	48
Geologische Übersicht über die Faziesentwicklung und -verteilung in Obertrias und Lias	48
Stratigraphie und Tektonik des Erzausbisses an der Kammerlingalm	50
Petrographischer Teil	51
Die helleren Kieselkalke im stratigraphisch Liegenden des Rhodochrositlagers	51
Das Rhodochrositlager	52
Die manganhaltigen Kieselkalke	61
Sekundäre Veränderungen der Gesteine	67
Hydrothermale Verdrängungen	67
Oxydation der Mangankarbonate	68
Experimenteller Teil	68
Ablauf der Reaktion bei Austernschalen	69
Ablauf der Reaktion in Calciteinkristallen	75
Untersuchungsergebnisse und Schlußfolgerungen	76
Schlußfolgerungen aus der Lagerung der Gesteine	76
Schlußfolgerungen aus dem Mineralbestand der Gesteine	78
Schlußfolgerungen aus dem Gefüge der Gesteine	78
Schlußfolgerungen aus dem Fossilinhalt der Gesteine	79
Schlußfolgerungen aus der chem. Zusammensetzung der Gesteine	80
Schlußfolgerungen aus den sekundären Veränderungen der Gesteine	81
Schlußfolgerungen aus dem experimentellen Teil	81
Die Bildung der Manganerze	82
Die Herkunft der Erzlösungen	85
Vergleiche mit anderen Lagerstätten dieses Typs	87
Allgemeine Charakteristik dieses Lagerstättentyps	91
Die Kammerlingalm als Lagerstätte des vulkanogen-kieseligen Typs	96
Systematik der Manganlagerstätten der vulkanogen-kieseligen Formation	97
Zusammenfassung	101
Literaturverzeichnis	102
Tafelerklärungen	106

Einführung

Im Herbst des Jahres 1954 wurde am Jenner bei Berchtesgaden in liassischen Schichten eine Lagerstätte von Manganerzen entdeckt, über deren Natur und Genese man sich zunächst kein klares Bild machen konnte. Zunächst stellte K. v. GEHLEN fest, daß das primäre Erzmineral der Lagerstätte Rhodochrosit ist, der oberflächlich und von Gesteinsfugen ausgehend in Manganoxyde umgewandelt wird.

Die Probleme der Entstehung dieser geologisch schwer deutbaren Lagerstätte sollen hier näher untersucht werden, um vor allem die Natur dieser Mangankarbonatbildung zu erkennen und weiterhin, nach Klärung dieser ersten Aufgabe, eine Einordnung dieser Vorkommen in die bekannten Lagerstättenschemen vorzunehmen. Im einzelnen sollte hierzu geklärt werden, ob bei der Bildung der Lagerstätte metasomatische Verdrängungen beteiligt waren oder ob auch sedimentäre Vorgänge berücksichtigt werden müssen.

Da die Lagerstätte am Jenner eine sehr komplizierte Tektonik zeigt, die das primäre Bild der Lagerstätte verschleiert, wurde die Untersuchung vor allem auf eine 1955 entdeckte zweite Lagerstätte, nämlich auf die der Kammerlingalm, ausgedehnt, wo die Lagerungsverhältnisse ungleich einfacher waren.

Geologischer Teil

Geographische Lage des untersuchten Vorkommens

Am Südwestabhang des Kammerlinghornes in den Berchtesgadener Alpen liegt, bereits auf österreichischem Gebiet, die Kammerlingalm, von deutscher Seite her erreichbar über Ramsau-Hintersee-Hirschbichl. Dort liegen in 1470 m Höhe die Ausbisse der Manganerze; weitere Erzausbisse liegen am Pippenbach, südöstlich der Kammerlingalm. Ein weiteres, den Erzen der Kammerlingalm analoges Vorkommen liegt in der Nähe des Königssees bei Berchtesgaden, am NW-Abhang des Jenners.

Geologische Übersicht über die Faziesentwicklung und -verteilung in Obertrias und Lias

Östlich der Loferer Steinberge wird fast die gesamte norische und rhätische Trias des Tirolikums von den mächtigen Riffbauten des Dachsteinkalkes beherrscht. Dieser, massig oder gebankt, baut sich im wesentlichen aus Kalkalgen, Foraminiferenschlick und Korallen auf. Es handelt sich hierbei um Seichtwasserbildungen, die außerhalb des Bereiches terrigener Einschwemmungen, also in größerer Entfernung von der Küste gebildet wurden.

Während der Obertrias reichten die Kalkriffe bis zur Wasseroberfläche und waren hier, besonders während der Ebbe, der Brandung ausgesetzt. Die höheren Teile des Riffes erhielten durch die Brandung und Abrasion ein Relief von Schlotten, während an tiefer gelegenen Teilen des Riffes der Riffschutt abgelagert wurde. So bildeten sich die gebankten Dachsteinkalke.

An der Wende Trias/Lias entwickelten sich im alpinen Geosynklinaltrog die ersten (tektonischen) Schwellen und Senken. Dadurch wurden größere Teile des Riffes über die Wasseroberfläche emporgehoben, so daß die Erosion einsetzen konnte. Der anfallende Riffschutt wurde in den Senken und an den Riffböschungen abgelagert, oft vollkommen konkordant mit den bankigen Dachsteinkalken. Diese liassischen Gesteine, Hierlatzkalke genannt, zeigen daher oft die gleiche petrographische Ausbildung wie die gebankten Dachsteinkalke und sind daher von diesen oft nur faunistisch zu unterscheiden. Im Verlauf dieser Entwicklung starben die Riffbauten ab.

Dann setzte im Unteren Lias eine allmähliche, generelle Senkung des alpinen Sedimentationsraumes ein. Jene alten Dachsteinkalkriffe, welche an den Schwellen über dem Meeresspiegel lagen, wurden wieder überflutet. Dies hatte, im Gegensatz zu den Senken, wo zwischen gebankten Dachstein- und Hierlatzkalken Konkordanz besteht, ein diskordantes Übergreifen der Hierlatzkalke auf die Schwellen zur Folge. Auf diesen, nun submarin gewordenen Schwellen entfaltete sich eine reichhaltige Brachiopoden- und Echinodermenfauna, deren Überreste oft Schillbänke und Lumachellen in den Hierlatzkalken bildeten. Gleichzeitig mit der Absenkung des Sedimentationsraumes wurden in verstärktem Maße rote, terrigene Verwitterungsrückstände in das Meer eingeschwemmt und durch Strömungen unterschiedlich verteilt. Daher wechseln oft weiße Hierlatzkalke mit roten Partien, die bereits Übergänge zu den roten Cephalopodenkalken und mergeligen Adnether Kalken des Jura darstellen. Die bunten Liaskalke sind im Mittleren Lias stärker vertreten als im Unteren Lias.

Während im Mittleren Lias Hierlatz- und bunte Liaskalke mit zunehmender Absenkung auf die Schwellen hinaufwanderten, bildeten sich in den Senken allmählich gut gebankte, mehr oder weniger mächtige, oft dunkel gefärbte Kieselkalke. Sie sind manchmal sehr reich an eingeschwemmtem Echinodermen- (Crinoiden-) Schill. Dieses Schill lieferte die Echinodermenfauna, welche die Schwellen in zahllosen Exemplaren bevölkerte. Andere Fossilreste sind in diesen Kieselkalken nur sehr spärlich anzutreffen. Eingeschwemmte terrigene Stoffe, z. B. Eisenoxyde, wurden durch Schwefelwasserstoff reduziert. In diesen nach F. HAHN (1910) unter- bis mittelliassischen Kieselkalken finden sich in der Kammerker-Sonntagshorngruppe bereits Manganschiefer. Dazu muß auch erwähnt werden, daß sich in den bunten Liaskalken der Berchtesgadener Alpen auch Konkretionen von Fe^{+3} - und Mn^{+4} -Oxyden finden.

Im oberen Lias verstärkte sich die bereits früher begonnene Bildung von Schwellen und Senken. So ist es auch zu erklären, daß der auf den Schwellen befindliche untere und mittlere Lias lokal wieder aufgearbeitet wird. Das zeigen zahlreiche Breccien im oberen Lias, deren verschiedene Fraktionen weit in die Sedimente der tieferen Senken hineinreichen. Eine dieser Schwellen ist nachweislich das Hagengebirge, wo der marin gebildete Oberlias aus geringmächtigen klastischen Gesteinen, besonders Breccien und Konglomeraten besteht. Diese Sedimente sind mit großer Wahrscheinlichkeit in nur geringen Meerestiefen abgelagert worden.

Nördlich dieser Schwelle, welche nicht nur das Hagengebirge, sondern wahrscheinlich auch Teile des Steinernen Meeres und des Tennengebirges umfaßte, schließt eine Senke an, deren Sedimente, südlich des Kammerlinghornes beginnend, sich über den Watzmann — Königsee bis an den Tennengebirgsnordrand und an diesem entlang noch weiter nach Osten verfolgen lassen.

Während auf den Schwellen nur geringmächtige Sedimente abgelagert wurden, erreicht die Beckenfazies des oberen Lias, die aus verschiedenen Kieselkalken besteht, Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Diese Gesteine sind wesentlich dunkler gefärbt als ihre mittelliassischen Vorläufer, reich an Pyrit und äußerst arm an Makrofossilien; daher ist ihre zeitliche Einstufung oft recht schwer und eine Abgrenzung gegen den Dogger nur selten möglich. Auch in diesen Kieselkalken werden wieder manganreiche Zwischenlagen gefunden (Kammerlingalm — Pippenbach, Abtenau).

Diese vorangegangene Erläuterung ist das Gesamtbild, das man beim Studium der einschlägigen Literatur über die Faziesverteilung und -entwicklung jener Sedimente gewinnt, deren Mangan-führende Schichten Gegenstand dieser Arbeit sind. Die hierzu benützte Literatur ist im Literaturverzeichnis angeführt. Diese großräumige geologische Situation muß man sich vergegenwärtigen, will man die Ursachen erkennen, die zur Bildung jener manganhaltigen Gesteine führten.

Stratigraphie und Tektonik des Erzausbisses an der Kammerlingalm

Der Erzausbiß liegt oberhalb der Kammerlingalm unmittelbar an der Waldgrenze. Der Hang fällt mit ungefähr 45 Grad nach Süden ein, die Schichten hingegen mit rund 45 Grad nach Nordosten. Die Schichten werden hier nicht in normaler Lagerung an-

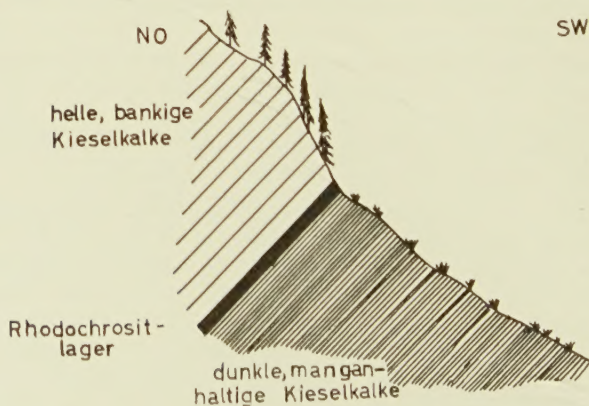


Abb. 1. Profil an der Kammerlingalm, schematisch.

getroffen, sondern liegen überkippt. Das bergmännisch Hangende bilden bankige, helle Kieselkalke des „tieferen“ Lias (HAHN 1913), die entweder von Hochwald oder in höheren Lagen von Latschengehölz eingenommen werden. Im bergmännisch Liegenden, aber geologisch Jüngerem, liegt am Waldrand der Ausbiß des ursprünglich rund drei Meter mächtigen Rhodochrositlagers. Darunter folgt eine mächtige Serie weicherer, dunkel gefärbter, manganhaltiger Kieselkalke, die lediglich in einem Wasserriß in ihren geologisch liegenden Partien der Beobachtung zugänglich sind. Diese Gesteine bilden den grasbewachsenen Hang der Kammerlingalm; HAHN (1913) stellt diese Serie in den oberen Lias, evtl. schon Dogger.

Petrographischer Teil

Die helleren Kieselkalke im strat. Liegenden des Rhodochrositlagers

Mineralbestand

Nach eigenen Untersuchungen besteht das Gestein aus:

Calcit: Dieses Mineral bildet den Hauptbestandteil des Gesteins. Sein Anteil setzt sich aus drei verschiedenen Komponenten zusammen:

a) Hochdisperser Karbonatschlamm mit Korngrößen um 1 bis $2\ \mu$, mengenmäßig etwa 50% des Gesteins.

b) Fossilreste, die mechanisch aufgearbeitet und sortiert sind. Die gesteinsbildende Fraktion umfaßt Korngrößen von rund 0,05 bis 0,1 mm und ist am Aufbau des Gesteins mit rund 30% beteiligt. In der Hauptsache handelt es sich um Reste von Echinodermen, die aus Einkristallen bestehen und sich von der dispersen Grundmasse des Kalkschlammes deutlich abheben. Daneben finden sich vereinzelt Schalen von Foraminiferen. Auch aufgearbeitete Reste von Molluskenschalen sind mitunter anzutreffen (Abb. 2).

c) Ooide von rund 0,1 mm Größe treten nur akzessorisch auf. Sie zeigen radialstrahligen oder konzentrisch-schaligen Bau, mitunter auch beides.

Quarz: Dieses Mineral baut das Gestein zu rund 20% auf und verleiht ihm seine besondere Härte. So erscheint der Quarz

a) bereits makroskopisch erkennbar in Form von verschieden gefärbten Knollen. Im Dünnschliff zeigen sich die Strukturen eines eingetrockneten, durch Fe_2O_3 rotbraun gefärbten Gels. Das

Material zeigt keine Doppelbrechung, und erst die Debye-Scherrer-Aufnahme beweist die Anwesenheit von Quarz.

b) Der Hauptanteil des gesteinsbildenden Quarzes befindet sich in der hochdispersen Grundmasse von Calcit und wird im Dünnschliff nicht sichtbar. Auch diese Kieselsäure scheint gelförmig ausgeschieden worden zu sein. Wird lokal der Karbonatanteil des Gesteines ausgelaugt, so bleibt ein schwammig-poröses, bimsähnliches Gerüst von Kieselsäure zurück, das sich unter dem Mikroskop als feinkristalliner Quarz ($1-2\ \mu$) erweist.

c) Chalcedon bildet zuweilen die Ausfüllung von Echinodermenstacheln.

Dieser Anteil des Quarzes scheint chemisch ausgeschieden worden zu sein; daneben findet sich jedoch auch akzessorisch

d) klastisch beigemengter Quarz in Form von etwa 0,1 mm großen, scharfkantigen Splitterchen.

Pyrit: Als kleine Würfelchen ist dem Gestein untergeordnet Pyrit beigemengt, der in unregelmäßig-wolkiger Form das Gestein durchschwärmt. Die Einzelkriställchen werden meist nicht größer als $10\ \mu$, können aber mitunter auch die zehnfache Größe erreichen. Dieses Mineral scheint ein Produkt der Diagenese zu sein.

Glimmer: Kleine Schüppchen von Muskovit und Biotit von 0,1 mm Größe gehören zu den klastischen Gemengteilen des Gesteins. Die Täfelchen liegen in die Schichtflächen eingeregelt.

Gefüge

Makroskopisch zeigt das Gestein eine gute Schichtung. Bis dreißig Zentimeter mächtige Kalkbänke wechseln mit dünnen Mergellagen. Dabei sind graue Farbe, große Härte und hoher Kieselsäuregehalt hervorstechende Eigenschaften dieser Schichten.

Das Gestein stellt einen Karbonat-Kieselsäurepelit dar mit psammitischen, meist organogenen Beimengungen. Auch diese sind nicht autochthon, sondern stellen die feinste Fraktion von Echinodermenschill dar. Ähnlich wie die Glimmerschüppchen regeln sich die Echinodermenstacheln in das sedimentäre „S“ ein.

Das Rhodochrositlager

Mineralbestand

Die komplexen Karbonspäte bilden mit etwa 70% den Hauptbestandteil des Gesteins. Die Hauptkomponente ist der

Rhodochrosit mit 70% des Karbonatanteils, gefolgt von Siderit mit 15%, Calcit mit etwa 10% und Magnesit mit etwa 5%, wie chemische Analysen zeigten. Diese vier Komponenten bilden Mischkristalle. Der Brechungsindex n_w der Karbonatkörner schwankt ganz erheblich (vgl. Abb. 8, 9), woraus geschlossen werden kann, daß keine homogene Phase vorliegt. Die einzelnen Karbonatkörner müssen sich vielmehr in ihrer Zusammensetzung unterscheiden. Bei der äußerst niedrigen Korngröße (1–5 μ) und intensiven Verwachsung war es leider nicht möglich, den Anteil einer jeden Komponente am Aufbau eines jeden Kornes genau zu ermitteln. Dies gelänge nur dann, wenn sich außer n_w auch die Dichte eines jeden Kornes bestimmen ließe. Dies scheitert jedoch aus oben genannten Gründen, so daß die Bestimmung des Brechungsindex n_w im Pulverpräparat die einzige Möglichkeit bietet, etwas über die Zusammensetzung des Karbonates auszusagen.

Durch Präzisionsbestimmungen an einzelnen, besonders ausgebildeten Körnern konnte sogar gezeigt werden, daß selbst die einzelnen Körnchen in sich inhomogen zusammengesetzt sind. Die untersuchten Einkristalle und deren Fragmente besitzen kein einheitliches n_w . Während n_w am Kornrand ziemlich hoch liegt, fällt dieser Wert gegen das Zentrum hin stark ab. Diese Erscheinung der Erhöhung des n_w in den randlichen Partien, d. h. eine Konzentrationserhöhung von Mn und Fe, ist für die Deutung der Entstehung der Lagerstätte von entscheidender Bedeutung, auf die später noch eingegangen wird.

Die Korngrößen des Karbonates liegen, wie bereits erwähnt, im Durchschnitt zwischen 1–5 μ , in Zonen diagenetischer Sammelkristallisation aber auch bis 50 μ .

Quarz: Als nichtkarbonatischen Gemengteil führt das Gestein etwa 20% freie Kieselsäure.

a) Sie imprägniert ähnlich wie in den Kieselkalken in hoch-dispersem Zustand das Gestein, ohne daß sie zunächst mikroskopisch nachzuweisen wäre; erst in Gesteinspartien, aus denen das Karbonat ausgelaugt wurde, erkennt man den relativ hohen Anteil von Kieselsäure. Die Korngröße der SiO_2 -Teilchen liegt bei 1 μ . Die Debye-Scherrer-Aufnahme zeigt, daß es sich um kryptokristallinen Quarz, ähnlich wie in den Kieselkalken handelt. Dieser Kieselsäureanteil wurde zweifellos chemisch ausgefällt.

b) Gleicher Herkunft scheinen auch etwa 0,1 mm große, rot-braun gefärbte Flocken gelartig erstarrter Kieselsäure zu sein, die das Gestein zuweilen durchsetzen.

c) Auch in diesem Gestein finden sich akzessorisch beigemengte, klastische Quarzkörnchen; sie sind scharfkantig und erreichen eine Größe von 12—15 μ .

Tonminerale: In der Größenordnung von rund 10% beteiligen sich am Aufbau des Gesteins auch Tonminerale, die oftmals im Streupräparat und Dünnschliff in Gestalt kleiner, schwach doppelbrechender Schüppchen sichtbar werden. Eine genauere Bestimmung derselben scheitert jedoch an der geringen Menge und Größe, in der sie auftreten. Eine Bestimmung der Tonminerale setzt voraus, daß man sie zunächst von den anderen Gemengteilen abtrennt. Eine mechanische Isolierung scheitert an der intensiven Verwachsung der Teilchen; ebensowenig kommt man durch chemische Behandlung des Gesteins zum Ziel, da sich die Tonminerale unter Einwirkung von Säuren zersetzen. Diese Komponente muß daher unbestimmt bleiben.

Glimmer: Akzessorisch sind dem Gestein Glimmerschüppchen, maximal 90 μ groß, beigemengt. In der Hauptsache handelt es sich um Muskovit.

Pyrit: Ebenso tritt nur in geringer Menge der Pyrit auf. In Form kleiner Würfelchen, 5—10 μ , durchsetzt er in unregelmäßiger Verteilung das Gestein; seine Ausbildung verdankt er der Diagenese.

Fossilinhalt: Das Rhodochrositlager enthält nur spärliche Reste organogener Substanz.

So konnten in einem analogen Vorkommen derartiger Rhodochrositerze vom Jenner am Königsee Sporen nachgewiesen werden, die von Bärlappgewächsen stammen (Triletes-Typ)¹). Man kann wohl annehmen, daß diese durch den Wind vom nicht allzufernen Festland ins Liasmeer geweht wurden. Es handelt sich dabei um etwa 10—20 μ große, vier- bis sechseckige Individuen mit kastanienbrauner Rinde und verkohltem, dunklem Kern (vgl. Abb. 3 und 4).

Von viel größerer Bedeutung für die Genese des Gesteins als die Sporen sind zweifellos Fragmente karbonatabscheidender Or-

¹ Herrn Prof. MÄGDEFRAU sei an dieser Stelle für die Bestimmung der Sporen herzlichst gedankt.

ganismen, die sich sowohl im Rhodochrositlager der Kammerlingalm als auch des Jenner hin und wieder finden. Es handelt sich zumeist um 30—150 μ große Stücke, die man teilweise als Molluskenschalen, teilweise als Echinodermenreste ansehen kann. Im Gegensatz zu Fossilresten des Kalkes, die als solche deutlich zu erkennen sind und sich von der Grundmasse des Gesteins scharf abheben, bestehen z. B. die Echinodermenreste des Rhodochrositlagers anstatt aus Einkristallen bereits aus einer Anzahl von Einzelindividuen, die lediglich optisch etwa parallel orientiert sind, so daß das Objekt beim Drehen des Tisches einigermaßen einheitlich auslöscht und so als organogener Bestandteil kenntlich bleibt (Abb. 6.). Die Schalenreste der Mollusken hingegen sind wesentlich besser erhalten und noch einwandfrei als solche zu identifizieren. So erscheinen z. B. immer wieder Fragmente, die aus drei Prismenschichten zusammengesetzt sind: die Prismen einer jeden Schicht stehen senkrecht zu denen der benachbarten, wie man es an Schneckenschalen des öfteren beobachtet (Abb. 5).

Bestimmt man den Brechungsindex n_w dieser karbonatischen Organismenreste, so macht man die Entdeckung, daß dieselben längst nicht mehr aus Calcit bestehen, sondern bereits zu einem wesentlichen Anteil aus Rhodochrosit und evtl. Siderit.

So wurden u. a. folgende Objekte, die z. T. abgebildet sind, untersucht mit folgendem Ergebnis:

1. „Echinodermenrest“ $n_w = 1,78$
2. „Schneckenschale“ $n_w = 1,80$
3. „Echinodermenrest“ $n_w = 1,78$
4. „Echinodermenrest“ $n_w = 1,79$
5. „Schneckenschale“ $n_w = 1,76$
6. „Echinodermenrest“ $n_w = 1,658$ (= Calcit)

Demnach finden sich auch Exemplare, die noch aus Calcit bestehen. Diesen Gegebenheiten, die Rückschlüsse auf die Bildung der Lagerstätte zulassen, ist daher sehr große Bedeutung beizumessen.

Chemische Zusammensetzung

Aus dem Rhodochrositlager wurde auf der Kammerlingalm ein Profil von Erzproben entnommen, welche im Laboratorium der Maximilianshütte AG. in Sulzbach-Rosenberg analysiert wurden.

Die einzelnen Proben wurden vom strat. Liegenden in Abständen von 25 cm zum strat. Hangenden hin entnommen. Die Grenze zu hangenden und liegenden Kieselkalken war an dieser Stelle nicht erschlossen.

Stratigraphisch Liegendes

	Fe	Mn	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Glühverlust CO ₂
1.	6,40	25,27	0,26	24,32	2,41	4,20	1,41	17,42
2.	4,30	20,72	0,32	24,76	2,89	8,30	2,16	22,26
3.	5,20	26,75	0,32	29,40	3,92	2,10	0,90	14,64
4.	6,80	17,36	0,41	37,88	6,40	3,40	1,38	10,33
5.	5,70	31,06	0,37	16,60	2,44	4,90	1,57	18,35
6.	8,80	23,68	0,14	10,92	4,08	5,20	4,32	26,70
7.	8,40	25,03	0,13	11,68	5,52	4,00	3,55	23,43
8.	5,60	27,45	0,15	16,44	3,28	4,30	3,02	23,50
9.	6,60	28,22	0,17	18,44	4,62	3,30	2,42	18,58
10.	4,10	28,40	0,20	22,20	3,77	3,50	2,06	19,76
11.	3,70	29,34	0,12	24,08	2,71	3,00	1,51	18,60
12.	3,30	18,48	0,67	31,26	3,70	8,30	1,87	18,12

Stratigraphisch Hangendes

Diese Tabelle läßt eine quantitative Berechnung des primären Mineralbestandes zu; allerdings muß dabei berücksichtigt werden, daß am Ausbiß des Erzes Rhodochrosit und Siderit oxydiert sind infolge Einwirkung sauerstoffbeladener Tageswässer. Als Umbildungsprodukte liegen Oxyde vor. Bei der Umrechnung wurde so verfahren, daß zunächst für die verschiedenen Gehalte an Schwermetallen und Phosphor die entsprechenden Oxydgehalte eingesetzt wurden. Unter der Annahme, daß die Phosphorsäure im Gestein an Calcium gebunden vorliegt, wurde die entsprechende Menge CaO vom analytisch errechneten Wert abgezogen und der Anteil von Apatit errechnet. Hierauf wurde der Anteil an Karbonspäten aus den Komponenten FeO, MnO, MgO und restlichem CaO gewonnen. Der Tonmineralanteil des Gesteins wurde dermaßen berücksichtigt, daß der gefundene Al₂O₃-Wert mit der nötigen Menge SiO₂ und H₂O auf Kaolinit umgerechnet wurde, weil dieser unter den Tonmineralen einen mittleren SiO₂-Gehalt besitzt. Dabei muß man sich jedoch vergegenwärtigen, daß dieses Mineral im Gestein nicht nachweisbar ist. Der Glühverlust bei den Analysen wurde nicht mit verrechnet, da das Gestein bereits teilweise oxydiert ist bzw. oberflächlich gebundenes Wasser enthält. Der

festgestellte Glühverlust ist also nicht der des primären, unveränderten Gesteins.

Nachfolgende Tabelle zeigt die errechneten Werte, die von allen auf andere Weise gewinnbaren wohl am zuverlässigsten sein dürften.

	Ton	Quarz	Rhodo- chrosit	Siderit	Calcit	Magnesit	Apatit
1.	5,99	20,90	51,10	12,85	5,82	1,80	2,19
2.	7,00	20,50	45,10	8,61	12,80	4,32	1,81
3.	9,22	23,20	52,20	10,00	2,80	1,74	1,23
4.	15,40	28,90	34,60	13,20	4,83	2,75	1,38
5.	5,50	12,35	60,00	10,60	7,07	2,96	1,30
6.	10,10	6,14	49,20	16,35	8,83	8,95	0,47
7.	13,10	4,90	49,20	19,40	6,40	6,95	0,45
8.	7,90	12,10	54,90	11,20	7,45	6,51	0,54
9.	11,62	12,20	54,40	12,60	5,08	4,49	0,44
10.	6,59	20,30	59,60	5,48	4,88	3,04	0,47
11.	9,33	26,90	38,54	6,85	13,15	3,90	2,17
12.	9,15	11,35	56,80	12,10	5,23	5,48	0,61

Abb. 7 zeigt dasselbe in graphischer Darstellung und die Lage der Proben im strat. Verband. Die Größe eines Feldes zeigt den mengenmäßigen Anteil des betreffenden Minerals am Aufbau des Gesteins.

Untersucht man das Profil des Rhodochrositlagers hinsichtlich des Brechungsindex n_w der Karbonate, so kann man feststellen,

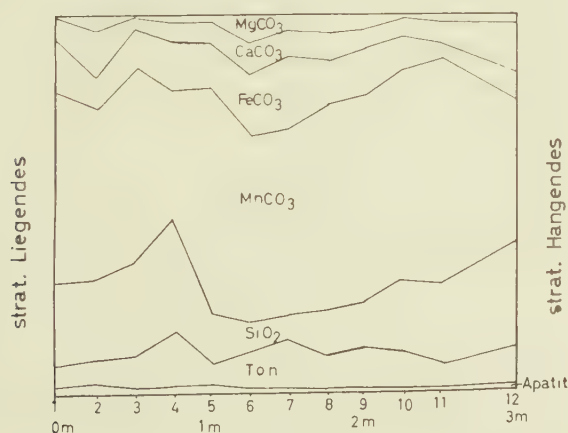


Abb. 7.

daß n_w über einen gewissen Bereich, etwa zwischen 1,76 und 1,83 schwankt (vgl. Abb. 8). Diese Inhomogenität erstreckt sich bereits auf den Bereich der Korngröße; innerhalb des Profils hingegen, von Schicht zu Schicht ist keine Schwankung über diese Grenzen hinaus zu beobachten. Dies würde bedeuten, daß das Rhodochrositlager in seinem Karbonatanteil zwar in Kleinstbereichen inhomogen, in größeren Bereichen aber vollkommen gleichmäßig zusammengesetzt ist. Das stimmt auch mit der chemischen Untersuchung weitgehend überein.

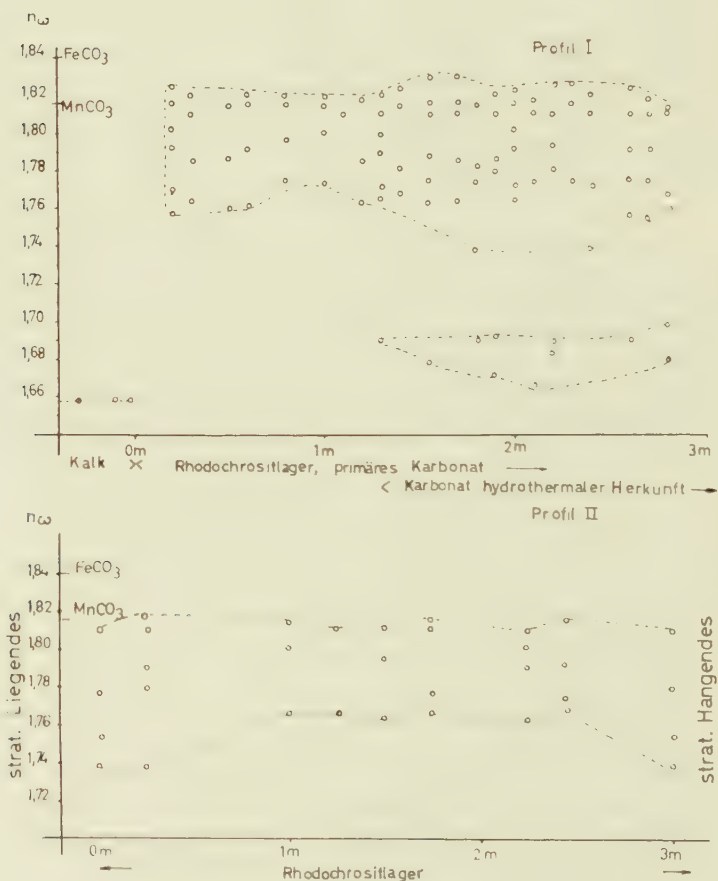


Abb. 8.

Addiert man z. B. die in obiger Tabelle errechneten prozentualen Anteile der Karbonspäte, so erhält man für die Analysen 1 - 12:

Rhodochrosit	rd. 615 Anteile
Siderit	rd. 139 Anteile
Calcit	rd. 84 Anteile
Magnesit	rd. 52 Anteile

insgesamt 890 Anteile

Multipliziert man jeden dieser Anteile mit dem zugehörigen Brechungsindex n_w , so erhält man für:

Rhodochrosit	$615 \times 1,816 =$ rd. 1110
Siderit	$139 \times 1,875 =$ rd. 260
Calcit	$84 \times 1,658 =$ rd. 140
Magnesit	$52 \times 1,700 =$ rd. 90

insgesamt 1600

Diese Zahl 1600 durch die Zahl der Anteile 890 geteilt ergäbe einen mittleren Brechungsindex n_w der Karbonate des Rhodochrositlagers von n_w rd. 1,800, der mit dem tatsächlichen mittleren Wert recht gut übereinstimmt. Dies ist auch ein Beweis für die Richtigkeit des aus den Analysen errechneten primären Mineralbestandes.

Gefüge

Nach vorausgegangenen Erläuterungen stellt das Rhodochrositlager einen Karbonat-Kieselsäure-Pelit dar mit spärlich beigemengten Organismenresten. Hauptbestandteil des Gesteins ist der Rhodochrosit.

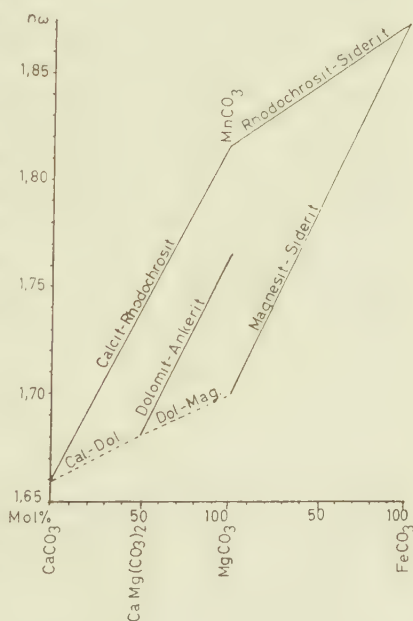


Abb. 9. Zusammensetzung und n_w der Minerale der Calcitgruppe nach KENEDY 1947.

Das primär hell- bis dunkelgrau gefärbte Gestein ist in der Größenordnung von Zentimetern recht gut gebankt. Das Rhodochrositlager stellt einen stratigraphischen Horizont des Lias dar und ist dementsprechend flächenhaft verbreitet; es unterliegt lagerungsmäßig denselben Veränderungen, die den gesamten Schichtkomplex betroffen haben.

Im Dünnschliff zeigt sich ein homogenes Karbonatgefüge mit Korngrößen bis $5\ \mu$. Schichtung fehlt in diesem Bereich oft weitgehend oder wird nur durch Flocken von Kieselgallerte angedeutet. Lokal zeigen sich mm-Rhythmite von karbonat- und tonreicheren Partien. An manchen Stellen ist das Gestein sehr reich an Pyrit.

Nimmt der Kieselsäure- und Tongehalt des Gesteins zu, so tritt auch stärkere diagenetische Veränderung ein. Diese äußert sich vor allem in einer Sammelkristallisation, durch welche die Karbonatkörner lokal um eine Größenordnung wachsen. Dadurch wird dann das Gefüge im Hinblick auf die Korngröße inhomogen. In kieselsäure- und tonreicheren Lagen bilden sich augen- und linsenförmige Konkretionen von Karbonat: unverdauliches Material wird dabei zur Seite gedrängt. Infolge von Setzung und Volumverminderung werden karbonatreichere Lagen von Sprüngen und Rissen durchzogen, die später wieder mit manganhaltigem Karbonat verkittet wurden. Kieselsäure- und tonreichere Lagen zeichnen sich durch höheren Pyritgehalt aus. Man beobachtet hier zuweilen bis 0,3 mm große Pyrithäufchen, welche aus kleineren Kügelchen zusammengesetzt sind. Diese können im Sinne SCHNEIDERHÖUNS als desulfurierende, vererzte Bakterienkolonien angesprochen werden.

Sondertypen

Ein Gesteinstyp, der innerhalb des Rhodochrositlagers untergeordnet anzutreffen ist, muß noch besonders erwähnt werden: Es handelt sich hierbei um flözartige Einlagerungen, die im Gegensatz zu ihrer Umgebung ziegelrot gefärbt sind. Diese Farbe rührt, wie Debye-Scherrer-Aufnahmen ergeben, von hochdispersem Hämatit her, der entweder selbständig oder mit einer größeren Menge von SiO_2 -Substanz das Gestein durchsetzt. Mitunter finden sich auch mm-Rhythmite von hämatitführenden und -freien Rhodochrositlagen. Debye-Scherrer-Aufnahme und n_w der Karbonate

zeigen des öfteren, z. B. auch auf der Kammerlingalm, daß das Karbonat dieser Gesteine nicht aus Rhodochrosit, sondern vorwiegend aus Siderit besteht.

Die manganhaltigen Kieselkalke

Im strat. Hangenden des Rhodochrositlagers folgt eine eintönige Serie dunkler, gebankter, wechselnd manganhaltiger Kieselkalke. Die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Gesteine beträgt stellenweise wahrscheinlich einige hundert Meter. Nur die stratigraphisch am tiefsten liegenden Gesteine dieser Serie, etwa zwanzig Meter Schichtmächtigkeit, welche an der Kammerlingalm an einem Wasserriß aufgeschlossen sind, wurden anhand von Dünnschliffen, Streupräparaten und einigen chemischen Analysen auf ihre Zusammensetzung hin untersucht.

Mineralbestand

Quarz: Die Kieselsäure ist in den manganhaltigen Kieselkalcken bereits zu einem wesentlich höheren Teil vertreten. Wie chemische Analysen zeigen, liegt der SiO_2 -Gehalt bei maximal 65%.

a) Ähnlich wie im Rhodochrositlager und in den liegenden, helleren Kieselkalcken imprägniert die Kieselsäure in hochdisperssem Zustand das Gestein, wobei sie in karbonatärmeren Partien bereits zusammenhängende Bereiche bildet. Unter dem Mikroskop erscheint diese Komponente in Form dunkelbrauner, gelartiger Schlieren und Schichten ohne Doppelbrechung. Erst die Debye-Scherrer-Aufnahme beweist, daß bereits kryptokristalliner Quarz vorliegt.

b) Als klastische Beimengungen treten akzessorisch wie üblich kantige, etwa $10\ \mu$ große Quarzkörnchen auf.

Komplexe Karbonspäte: Die Hauptmasse des Gesteins besteht neben der Kieselsäure aus komplexen Karbonspäten. Wie die Untersuchung der Brechungsindizes n_w zeigt, schwankt die Zusammensetzung dieser Komponente sehr stark. Auch hier erstreckt sich diese Inhomogenität bereits auf den Korngrößenbereich: Ähnlich wie im Rhodochrositlager finden sich hier Einzelkörner mit verschiedenem n_w , was auf uneinheitliche Zusammensetzung in diesem Kleinbereich hinweist. Erst recht wechselt diese

von Korn zu Korn, was uns Abb. 12 verdeutlicht. Weiter geht aus dieser Abbildung aber auch hervor, daß, im Gegensatz zum Rho-

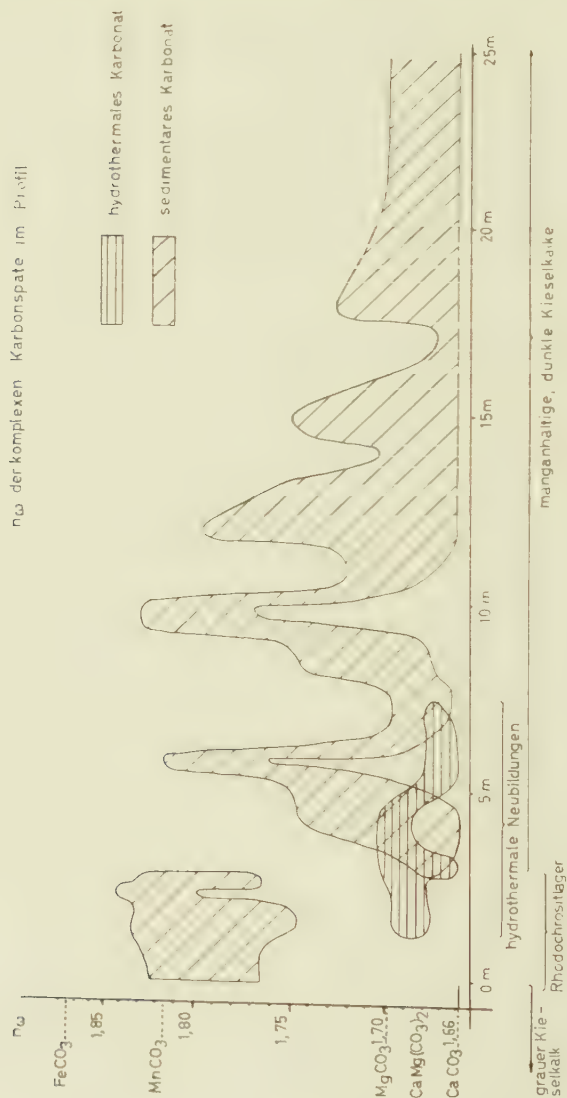


Abb. 12.

dochrositlager, in den dunklen Kieselkalken der Mangangehalt der Karbonspäte von Schicht zu Schicht starken Schwankungen unterworfen ist, wobei eine gewisse Rhythmik nicht zu übersehen ist.

Die Korngrößen der Karbonspäte liegen auch in diesem Gestein bei 1—5 μ .

Calcit: Dieses Mineral hat am Aufbau des Gesteins nur untergeordnete Bedeutung. Seine Verbreitung erstreckt sich im wesentlichen auf ehemals kieselige Organismenreste, nämlich Radiolarien und Nadeln von Kieselschwämmen. Hier ersetzt der Calcit in Form von Einkristallen die verschiedenen Skelette und füllt auch deren Hohlräume. Zur Feststellung des Mineralbestandes dieser Organismenreste muß man so verfahren, daß man den Dünnschliff vorsichtig erwärmt, das Deckglas abhebt und die Schliffoberfläche mit Xylol reinigt. Dann kann der Fossilrest herauspräpariert werden und durch Einbettung in verschiedene Brechungsflüssigkeiten sein n_w -Wert bestimmt werden.

Tonminerale: Zusammen mit dem Quarzanteil wächst in diesen Gesteinen auch der Tonanteil recht erheblich an. Nach den chemischen Analysen muß diese Komponente mit durchschnittlich 25%, vertreten sein. Im Dünnschliff erscheinen die Tonminerale höchstens in Form von einigen μ -großen Schüppchen, die sich jedoch weder hier noch im Streupräparat näher bestimmen ließen, da sie mit Quarz und Karbonatmaterial zu innig verwachsen sind. Der Versuch, die Tonminerale röntgenographisch zu erfassen, führte leider zu keinem befriedigenden Ergebnis. Die Streuung der Tonminerale ist im Vergleich zu der der Hauptkomponenten so gering, daß am Film keine identifizierbaren Reflexe wahrgenommen werden können.

Pyrit: In den manganhaltigen Kieselkalken ist der Pyrit bereits ein charakteristischer Bestandteil, wenn er auch nur in der Größenordnung von einigen Prozenten auftritt. Es finden sich Würfelchen von etwa 5 μ Durchmesser, die in gewissen Lagen angereichert auftreten. Auch hier treten etwa 0.2 mm große Nester von Pyritkügelchen mit 25 μ $\varnothing$ auf, die man im Sinne SCHNEIDERHÖHNS als vererzte, desulfurierende Bakterienkolonien ansehen kann.

Fossilinhalt

Waren im Rhodochrositlager die Fossilreste nur sehr spärlich vertreten, so sind sie in den manganhaltigen, dunklen Kieselkalken wieder reichlicher anzutreffen. So finden sich:

a) Radiolarien und Nadeln von Kieselschwämmen. Diese Organismen bestanden ursprünglich aus Kieselsäure; heute ist diese bis auf wenige Exemplare vollkommen durch Calcit ersetzt. Sowohl Skelette als auch deren Füllung bilden einen Einkristall. Manchmal beteiligt sich auch der Pyrit am Aufbau dieser Organismenreste. Die Radiolarien erreichen eine durchschnittliche Größe von $70\ \mu$. Bei Nadeln von Kieselschwämmen ist der typische Achsenkanal noch gut erhalten (vgl. Abb. 10 und 15).

b) Während in den manganhaltigen Kieselkalken aufgearbeitete Molluskenschalen gänzlich fehlen, so sind dennoch hin und wieder Karbonatpartien anzutreffen, die als weitgehend umgewandelte Echinodermenreste gelten können. Es handelt sich dabei um verästelte Calciteinkristalle, die von allen Seiten her von Rhodochrositkriställchen durchsetzt werden; dennoch heben sich diese Fossilreste von der Grundmasse des Gesteins deutlich als helle Flecken ab.

c) Wie bereits erwähnt, finden sich des öfteren aus Pyrit bestehende, $25\ \mu$ große Kügelchen zu größeren Aggregaten angehäuft, die als vererzte Bakterienkolonien gedeutet werden (vgl. Abb. 11).

Chemische Zusammensetzung

Wie im Rhodochrositlager wurden auch aus den strat. hangenden, manganhaltigen Kieselkalken systematisch Proben entnommen und näher untersucht. Das so gewonnene Profil umfaßt die etwa zwanzig Meter mächtigen, strat. unmittelbar auf das Rhodochrositlager folgenden dunklen Kieselkalke.

In Abständen von jeweils 3 m Schichtmächtigkeit wurden Proben entnommen und davon im Laboratorium der Maximilianshütte AG. chemische Analysen angefertigt mit folgendem Ergebnis:

Abstand v. Rhodo- chrosit- lager	Fe	Mn	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Glühverl. im wesentl.	
								S	CO ₂
3 m	3,70	15,14	0,10	39,46	5,20	6,50	2,03	1,17	16,08
6 m	2,80	5,96	0,12	44,62	8,29	11,90	1,86	2,55	12,47
9 m	2,20	7,44	0,11	36,88	6,44	16,22	1,90	2,49	17,06
12 m	3,40	9,09	0,12	33,14	8,59	15,90	1,70	1,55	19,22
15 m	3,50	4,10	0,22	37,60	8,65	14,90	2,10	3,85	13,34
18 m	2,10	1,09	0,10	64,94	6,30	6,70	1,04	1,72	10,44
21 m	2,40	7,91	0,12	36,76	6,35	17,10	1,76	0,58	20,96

Rechnet man diese Analysenwerte in der bereits geschilderten Weise um, so erhält man die mengenmäßige Beteiligung der verschiedenen Minerale am Aufbau des Gesteins. In Gewichtsprozenten sind dies:

Abstand v. Rhodo- chrosit- lager	Pyrit	Ton	Quarz	Rhodo- chro- sit	Side- rit	Calcit	Magne- sit	Apatit
3 m	2,13	17,70	29,00	30,30	5,35	10,90	4,14	0,48
6 m	4,70	28,00	30,80	12,20	1,13	20,50	2,11	0,59
9 m	4,58	21,70	25,95	15,30	—	28,00	3,92	0,55
12 m	2,70	27,60	18,10	17,70	3,94	26,30	3,41	0,55
15 m	7,12	29,30	23,70	8,87	0,25	26,08	4,00	1,07
18 m	3,33	22,20	56,40	2,57	1,04	12,10	2,17	0,52
21 m	1,05	21,30	25,80	15,30	3,55	29,70	3,57	0,57

Die chemischen Analysen zeigen, daß die manganhaltigen Kieselkalke im Gegensatz zum Rhodochrositlager bereits einen viel höheren Kieselsäuregehalt besitzen. Da dieser starken Schwankungen unterliegt, ist auch der Karbonat- bzw. Mangangehalt der Schichten sehr wechselnd. Eine weitere Ursache hierfür ist auch darin zu sehen, daß in dieser Gesteinsserie das Karbonat an sich nicht so homogen zusammengesetzt ist wie im Rhodochrositlager. Wie bereits gezeigt wurde, unterliegt der Rhodochrosit- und Sideritgehalt des Karbonatanteils periodischen Schwankungen von Schicht zu Schicht. Auch diese Verhältnisse sind z. T. für den wechselnden Mangangehalt der Schichten verantwortlich zu machen.

In Abb. 13 wurden die errechneten Gehalte der verschiedenen Minerale graphisch aufgetragen. Dabei entspricht die Größe eines

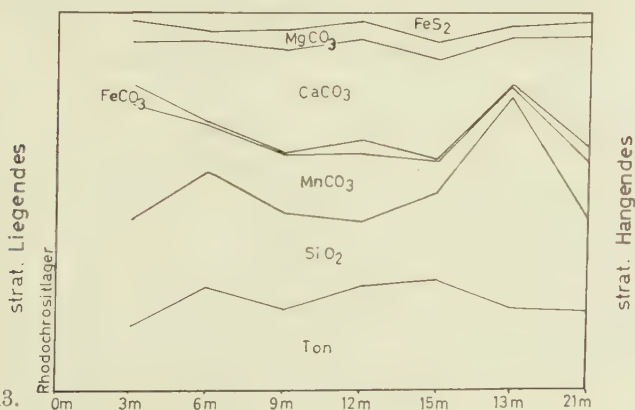


Abb. 13.

Feldes der mengenmäßigen Beteiligung des betreffenden Minerals am Aufbau des Gesteins. Die verschiedenen Proben wurden dabei in ihrer stratigraphischen Reihenfolge angeordnet.

Gefüge

Disperse Kieselsäure und komplexe Karbonspäte mit Korngrößen von $1-5\ \mu$ bilden die homogene Grundmasse eines pelitischen Gesteins. Darin sind meist Pyritwürfelchen wolkenartig verteilt. In weitaus den meisten Fällen reichert sich jedoch die Kieselsäure in Form von Lagen und Bändern parallel zur Schichtung an, so daß mitunter regelrechte mm-Rhythmite entstehen (vgl. Abbildung 14). Diese kieselsäurereichen Partien sind dunkler gefärbt und verursachen im wesentlichen die schwarze Farbe des Gesteins. Weiter ist zu beobachten, daß der Pyrit fast ausnahmslos in den kieselsäurereichen Gesteinspartien sitzt; hier konzentriert sich auch das Karbonat, bedingt durch Diagenese, in Form von Knollen und Linsen.

Im wesentlichen baut sich die gesamte Gesteinsserie aus zwei Typen auf:

1. Karbonatarme Kieselkalke mit folgenden Kennzeichen:
 - a) hoher Kieselsäure- und niedrigerer Karbonatgehalt
 - b) niedriger Mangan- und Eisengehalt (niedriges n_w)
 - c) dunkle Farbe (schwarz)
 - d) hoher Pyritgehalt
 - e) häufiges Auftreten von Radiolarien
2. Karbonatreiche Kieselkalke mit folgenden Kennzeichen:
 - a) hoher Karbonat- und niedriger Kieselsäuregehalt
 - b) hoher Mangan- und Eisengehalt (hohes n_w)
 - c) hellere Farbe (dunkelgrau)
 - d) niedriger Pyritgehalt
 - e) Fehlen von Radiolarien

Diese beiden Typen stellen zwei Extreme dar, zwischen denen es alle Übergänge gibt.

Sondertypen

Hin und wieder erscheinen in dieser Gesteinsserie Lagen, die reicher an klastischen Beimengungen sind. Es handelt sich dabei um eckiges, ungerolltes Material von psammitischen Korngrößen,

das von verschiedenen älteren, wieder aufgearbeiteten Gesteinen her stammt. Die sedimentäre Natur dieser Mikrobreccien steht ganz außer Zweifel: sie verdanken ihre Entstehung tektonischen Ereignissen: Die bereits zur Wende Trias/Jura einsetzende Bildung von (tektonischen) Schwellen und Senken im nordalpinen Sedimentationsraum verstärkte sich im Oberlias; dies hatte lokal (auf den Schwellen z. B.) eine Aufarbeitung älterer Sedimente zur Folge. Das anfallende klastische Material wurde, nach Korngrößen sortiert, in den Senken wieder abgelagert (vgl. Abb. 16).

Sekundäre Veränderungen der Gesteine

Wenn man von diagenetischen Veränderungen, die das Sediment unmittelbar nach der Ablagerung erlitten hat, absieht, so sind es im wesentlichen zwei Faktoren, die im Laufe der Zeit wirksam waren und im Gestein ihre Spuren hinterlassen haben. Es handelt sich um hydrothermale Durchäderungen bzw. Verdrängungen sowie um Oxydation von Manganspat. Diese Veränderungen gehen von z. T. schon sehr früh angelegten Spalten und Fugen aus, die durch mehrere mechanische Beanspruchungen des Gesteins entstanden sind.

Hydrothermale Verdrängungen

Nach einer weniger starken ersten Deformation scheidet sich auf den neugeschaffenen Klüften ein grüner, opt. negativer Chlorit aus. Dieses Mineral tritt jedoch nur sehr spärlich auf im Vergleich zum Quarz, der nach einer zweiten Phase tektonischer Beanspruchung sich in ganz erheblichen Mengen auf Klüften und Spalten des Gesteins ausscheidet, später aber auch das primäre Karbonat mobilisiert und aus dem Gesteinsverband verdrängt. An dessen Stelle bildet sich ein Pflaster von ca. 30—40 μ großen Quarzen, in dem sich hin und wieder noch Reste des ehemaligen Karbonatgesteins finden. Nach der Quarzausscheidung wird auf den Klüften auch Karbonat ausgeschieden. Die bis 0,5 mm großen Kristalle sind nach Höhe des Brechungsindex n_w nicht reiner Calcit, sondern schwach mangan- bzw. eisenhaltig (vgl. Abb. 12). Das n_w liegt im Durchschnitt bei 1,67 bis 1,695, was etwa einem Calcit mit 8—25% Rhodochrosit entspricht. Ebenso wie der Quarz verdrängt dieses jüngere Karbonat die primär gesteinsbildenden Mineralien oft weitgehend (vgl. Abb. 18).

Die Paragenese von Chlorit, Quarz und manganhaltigem Calcit zeigt, daß es sich um Bildungen von wahrscheinlich nur noch niedrig temperierten Minerallösungen handelt. Daß eine derartige hydrothermale Tätigkeit an tektonische Zerrüttungszonen, d. h. Klüfte und Spalten gebunden ist, versteht sich von selbst. In größerem Ausmaß konnte diese bisher nur an einer Stelle im Rhodochrositlager der Kammerlingalm beobachtet werden.

Oxydation der Mangankarbonate

Am Ausbiß des Rhodochrositlagers und in dessen Nähe unterliegt das Gestein der Verwitterung und Einwirkung sauerstoffbeladener Tageswässer. Dabei werden zweiwertige Manganionen, die in Lösung gegangen sind, zu vierwertigem Mangan oxydiert und als Minerale der Psilomelangruppe wieder ausgefällt. Diese imprägnieren das ursprünglich hell- bis dunkelgraue Gestein des Rhodochrositlagers, so daß dieses sekundär in den Klüften und in angrenzenden Partien schwarz gefärbt wird. Auch dieser Vorgang wird durch die lokal starke Zerklüftung des Gesteins begünstigt. Während die Klüftfüllung aus reinem Psilomelan besteht, wird das angrenzende gesteinsbildende Karbonat von diesem Mineral hofförmig imprägniert und schwarz gefärbt (vgl. Abb. 17). Da das außerhalb der Reichweite der eindringenden Lösungen befindliche Material grau ist, erhält das Gestein in der Nähe des Ausbisses ein fleckiges Aussehen, das besonders beim Anschlagen sichtbar wird. Durch die Oxydationsvorgänge bildeten sich stellenweise auch rhythmische Ausfällungen von Psilomelan (sog. Liesegangsche Ringe).

Experimenteller Teil

Im vorangegangenen petrographischen Teil wurde u. a. gezeigt, daß sich im Rhodochrositlager Fossilreste finden, die ursprünglich aus Calciumkarbonat bestanden haben, heute dagegen weitgehend in Rhodochrosit umgewandelt sind.

Eine derartige Umwandlung, bei der die ursprüngliche Struktur der Schalen erhalten bleibt, kann nur dadurch zustande gekommen sein, daß Manganionen in das Calcitgitter hinein und Calciumionen aus diesem herausdiffundiert sind; auf diese Weise wird der Fossilrest zwar stofflich umgewandelt, seine charakteristische Struktur verrät aber, woraus er hervorgegangen ist.

Um zu ermitteln, ob überhaupt und wie schnell sich ein derartiger Vorgang abspielt, wurden Experimente angestellt. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse versprachen, das Ausmaß derartiger Verdrängungen an unserer Lagerstätte abstecken zu können. Ebenso war zu erwarten, daß sich aus den Versuchsbedingungen Rückschlüsse auf die natürlichen Bildungsbedingungen der Erze ziehen lassen.

Die Versuche wurden so angesetzt, daß eine Manganchloridlösung von bestimmter Konzentration zusammen mit einer Spatelspitze von Versuchsobjekten über längere Zeit ständig gerührt wurde. Wie bereits geschildert, handelt es sich bei den Fossilresten um Fragmente von Echinodermen und Molluskenschalen. An derartigen Objekten wurden auch die Versuche ausgeführt. An Stelle der Echinodermenreste, die ja aus großen Calciteinkristallen bestehen, wurden anorganisch gebildete, auf 0,1 mm Korngröße gepulverte Calcitkristalle verwendet. Für die Molluskenschalen wurde die ebenfalls auf 0,1 mm Korngröße gepulverte Prismenschicht rezenter Austernschalen als Versuchsobjekt gewählt.

Zunächst wurden die Versuche in der oben geschilderten Weise mit halbmolarer Mangan-II-Chloridlösung bei verschiedenen Temperaturen angestellt. Dabei zeigten sich im Verlauf einiger Tage keine meßbaren Erfolge. Es erwies sich vielmehr als notwendig, sämtliche Versuche in einer CO_2 -Atmosphäre, die sich mit dem normalen Luftdruck im Gleichgewicht befand, ablaufen zu lassen, um die gewünschten Umsetzungen zu erzielen. Dabei ist es von Vorteil, wenn man wenigstens die ungefähre Löslichkeit von Mangankarbonat und Calcit unter diesen Versuchsbedingungen kennt. So gibt HAEHNEL (Z. ph. Ch. **108**, S. 187—193, 1924) die Löslichkeit von Mangankarbonat bei 18° C und 1 atm. CO_2 -Partialdruck mit 400 mg/1000 g Lösung an. Das Calciumkarbonat besitzt nach BÄCKSTRÖM (Z. ph. Ch. **97**, S. 179, 1921) bei 25° C und einem Partialdruck von $\text{CO}_2 = 762$ mm eine Löslichkeit von 943 mg/1000 g Lösung. Daraus geht hervor, daß unter unseren Versuchsbedingungen das Mangankarbonat sicherlich schwerer löslich ist als der Calcit.

Ablauf der Reaktion bei Austernschalen

Wählt man gepulverte Austernschalen als Versuchsobjekte, so läßt sich generell aussagen, daß der Großteil der Schalenfragmente bei der Umwandlung der Substanz in Rhodochrosit seine fein-

faserige Struktur verliert: war das Stück früher durchsichtig bis durchscheinend und doppelbrechend, so wird es im Verlaufe der Umwandlung vollkommen undurchsichtig. Seine ursprünglich feinfaserige Struktur zerfällt in ein Haufwerk wirr orientierter, etwa μ großer Rhodochrositkriställchen. Etwa 10% der Versuchssubstanz, meistens Stücke, deren Einzelpismen bereits unter der Auflösungsgrenze des Mikroskopes liegen, verhalten sich dagegen anders. Hier bleibt trotz Umwandlung der Substanz die organische Struktur erhalten. An diesen Stücken läßt sich der Verlauf der Umwandlung gut verfolgen.

Wählt man z. B. halbmolare Manganchloridlösung und eine durchschnittliche Reaktionstemperatur von 52° C. so zeigen nach sechzig Stunden die Körner noch keinerlei Veränderung. Etwa zehn Stunden später jedoch ist an den Körnern ein Saum zu bemerken, der eine höhere Lichtbrechung (n_w) hat als der angrenzende Calcit. Mißt man die Breite dieses Saumes, so beträgt diese annähernd 4 μ . Wieder zehn Stunden später, also nach 80 Stunden Versuchsdauer, hat sich dieser schmale Saum bereits zu einem etwa 10 μ starken Rand verbreitert; nach 94 Stunden Versuchsdauer ist dieser Rand 38 μ breit (vgl. Abb. 19, 20, 21). Mißt man jeweils auch den Brechungsindex n_w dieses Randes, das ist ja an den parallel orientierten Prismen möglich, so erkennt man, daß dieser nach 70 Stunden bei 1,72, nach 80 Stunden bei 1,73 und nach 94 Stunden bei rund 1,738 liegt.

Diese Erscheinungen zeigen, wie die Manganionen im Laufe der Zeit in den Calcit einwandern und im Gitter allmählich das Calcium ersetzen. Diese Umwandlung in Rhodochrosit ist natürlich mit einer Änderung des Brechungsindex n_w verbunden, so daß sich das Vordringen der Manganionen zeitlich gesehen genau verfolgen läßt. Die Höhe des Brechungsindex n_w hingegen gibt an, in welcher Menge die Manganionen in das Calcitgitter eindiffundieren.

Stellt man diesen Reaktionsablauf in zeitlicher Abhängigkeit graphisch dar, so beschreibt die Kurve, die das Wachstum des Kornrandes zeigt, in ihrem unteren Teil ungefähr eine Parabel, die in ihrem weiteren Verlauf in eine steile Gerade übergeht. Diese läßt sich im Bereich über 50 μ hinaus nicht mehr verfolgen, da die Korngröße ja nur 100 μ beträgt. Mit größeren Stückchen zu arbeiten erwies sich nicht mehr für angebracht, da hier keine genaueren Messungen mehr vorgenommen werden konnten (Abb. 22).

Stellt man in gleicher Weise die Zunahme des Brechungsindex n_w dar, so beschreibt die Kurve eine geneigte Gerade, die von einem gewissen Zeitpunkt an allmählich in eine horizontal verlaufende Gerade übergeht. Von da an ergeben sich keine wesentlichen Änderungen im Rhodoehrositgehalt der Fossilreste mehr; der höchste Manganspatgehalt wurde mit rund 70% MnCO_3 erreicht (Abb. 23).

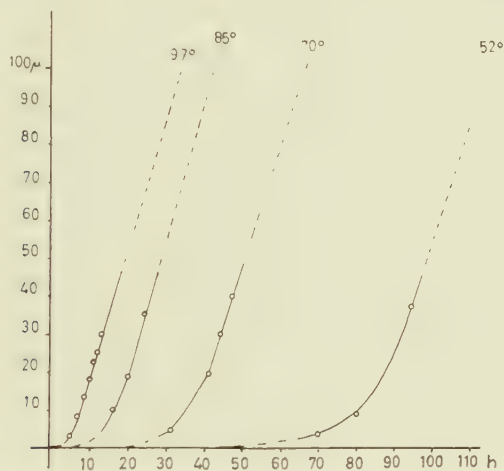


Abb. 22. Wachstum des Kornrandes in Zeit- und Temperaturabhängigkeit in halbmolarer MnCl_2 -Lösung.

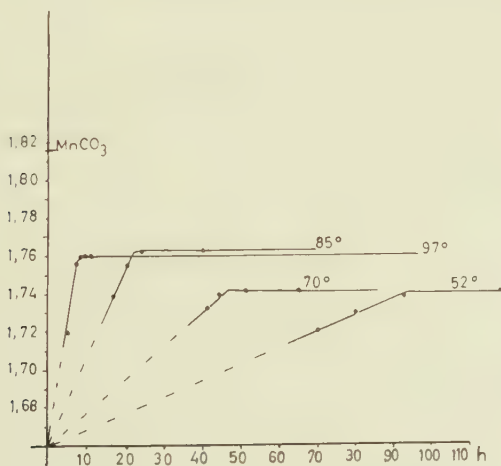


Abb. 23. Wachstum des Brechungsindex n_w im Kornrand in Zeit- und Temperaturabhängigkeit bei halbmolarer MnCl_2 -Lösung.

Prinzipiell kann also gezeigt werden, daß eine Verdrängung des Calciums durch Mangan stattfindet. Im einzelnen kann der Kurvenverlauf dadurch erklärt werden, daß zunächst eine Auflösung des Calcits erfolgt, weil Lösung und Kristall sich nicht im chemischen Gleichgewicht befinden. In diesem Stadium der Reaktion findet keine Verdrängung statt. Erst wenn die Lösung weitgehend mit Calciumkarbonat gesättigt ist, beginnen die Manganionen von den Kornrändern her in das Innere des Kristalls hinein zu diffundieren. Dabei wird der Calcit teilweise in Rhodochrosit umgewandelt, indem das Mangan allmählich die Gitterpositionen des Calciums einnimmt. Die freigewordenen Calciumionen diffundieren in entgegengesetzter Richtung aus dem Kristall heraus, bis sich in der Lösung wieder Elektroneutralität eingestellt hat. Der Gesamtstoffumsatz folgt der Gleichung: $\text{CaCO}_3 + \text{Mn}^{2+} \rightarrow \text{MnCO}_3 + \text{Ca}^{2+}$.

Indem die randliche Auflösung vollends zum Stillstand kommt, nimmt die Wachstumsgeschwindigkeit des manganhaltigen Kornrandes dementsprechend zu. Daher beschreibt die Wachstumskurve des Kornrandes zunächst eine Parabel. Sobald die randliche Auflösung gleich Null geworden ist, geht diese Parabel in eine Gerade über, d. h., der Kornrand wächst nun linear mit der Zeit.

Während die Einstellung des Gleichgewichtes zwischen Lösung und Calcit vor allem im Verlauf der Wachstumskurve des manganhaltigen Kornrandes verfolgt werden kann (Abb. 22), zeigt die Wachstumskurve des Brechungsindex n_x des Kornrandes vor allem die Einstellung des Gleichgewichtes zwischen Calciumkarbonat und Manganchlorid (Abb. 23). Da entsprechend der Ausgangskonzentration der Mn^{2+} -Ionen die Konzentrationen der Lösung durch die beiden gegenläufigen Prozesse, Auflösung und Diffusion, einem konstanten Verhältnis $(\text{Ca}^{2+}) : (\text{Mn}^{2+}) = L$ zustreben, wird mit einer solchen Lösung ein Mischkristall bestimmter Konzentration im Gleichgewicht sein. Daher beschreibt die Wachstumskurve des Brechungsindex n_m während der Einstellung dieses Gleichgewichtes zunächst eine geneigte Gerade, die in eine horizontal verlaufende Gerade übergeht, sobald Mischkristall und Lösung im Gleichgewicht sind. Ein 100%iger Ersatz des Calciumkarbonates durch Mangankarbonat wäre durch Änderung des $\text{Mn} : \text{Ca}$ -Verhältnisses in der Lösung zu erreichen, indem man die herausdiffundierten Calciumionen ständig aus der Lösung entfernt.

Da es jedoch in dieser Arbeit nur darauf ankam, zu zeigen, wie eine derartige Verdrängung prinzipiell in der Natur abläuft, wurde darauf verzichtet, diesen Diffusionsvorgang noch weiter zu verfolgen. Dazu soll bemerkt werden, daß auch die in der Natur gefundenen umgewandelten Fossilreste nur in den seltensten Fällen aus reinem Rhodochrosit bestehen; die Mehrzahl von ihnen besteht aus Mischkristallen, die in ihrer Zusammensetzung den künstlichen sehr ähneln.

Einfluß der Temperatur auf den Reaktionsablauf

Wiederholt man obigen Versuch bei verschiedenen Temperaturen, so erkennt man, daß mit zunehmender Temperatur die Reaktion schneller abläuft. Im einzelnen sieht das so aus: Wie Abb. 23 zeigt, werden die Kurven, die die Zunahme des Brechungsindex n_w bzw. des Rhodochrositgehaltes zeigen, in ihrem ersten Teil mit

zunehmender Temperatur immer steiler. Aus der Steigung läßt sich errechnen, wieviel Prozent der Kationen bei einer bestimmten Reaktionstemperatur in einer Stunde ausgetauscht werden. Diese „Austauschmenge“ in Temperaturabhängigkeit aufgetragen ergibt ungefähr eine Hyperbel, wie es Abb. 24 zeigt. Aus deren Verlauf ist zu ersehen, daß bei einer Reaktionstemperatur von $x + 10^\circ\text{C}$ fast die doppelte Menge Manganionen pro Stunde eindiffundiert als bei $x^\circ\text{C}$. Eine Temperaturzunahme um 10°C verdoppelt demnach die Austauschmenge pro Stunde.

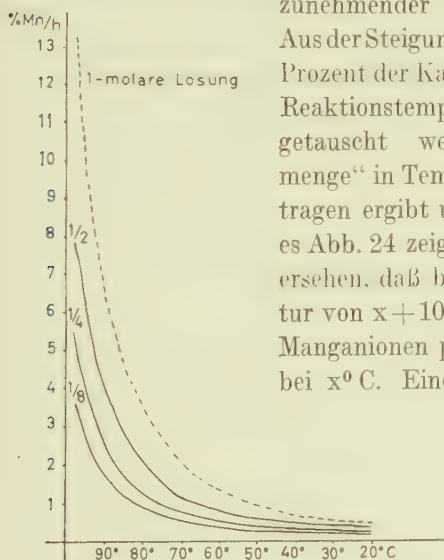


Abb. 24. Austauschmenge in Temperaturabhängigkeit b. versch. Konzentration.

dadurch wird auch der Gleichgewichtszustand zwischen Kristall und Lösung viel früher erreicht, so daß der rhodochrosithaltige Rand der Calcitindividuen in seinem ersten Stadium viel schneller wachsen kann. Dies zeigt Abb. 22.

Da die Versuchsobjekte, an denen man diese gesamten Erscheinungen beobachten kann, nur sehr klein sind, war es leider

nicht möglich, die absolute Diffusionsgeschwindigkeit der Manganionen zu bestimmen. Dies ist erst nach Erreichen des Gleichgewichtszustandes zwischen Kornrand und Lösung möglich; denn erst von hier ab scheint die Wachstumskurve annähernd linear zu verlaufen. Zu diesem Zeitpunkt sind die Körner aber meist schon vollständig umgewandelt, besonders bei niedrigeren Temperaturen.

Einfluß der Lösungskonzentration auf den Ablauf der Reaktion

Variiert man nicht wie in den vorhergehenden Versuchen die Reaktionstemperatur, sondern die Konzentration der Mangan-II-Chloridlösung, so kommt man zu ähnlichen Ergebnissen.

Mit zunehmender Konzentration der Lösung werden die Kurven, die die Menge der eingewanderten Manganionen darstellen, immer steiler: dies bedeutet eine Zunahme der Austauschmenge. Letzteres zeigt Abb. 25. Bei einer bestimmten Temperatur nimmt die Austauschmenge mit wachsender Konzentration annähernd linear zu. Bei verschiedenen Temperaturen hat die Konzentrationsänderung aber ganz verschiedene Wirkung: Bewirkt z. B. bei

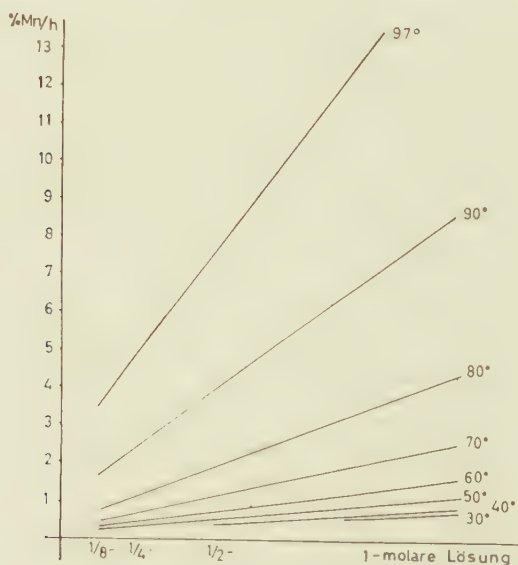


Abb. 25. Austauschmenge in Konzentrationsabhängigkeit bei verschiedener Temperatur.

97° C eine Konzentrationszunahme der Lösung um $\frac{1}{8}$ mol $\text{MnCl}_{2,1}$ eine Erhöhung der Austauschmenge um 1,4% Mn/h , so wird bei der gleichen Konzentrationszunahme bei 50° C die Austauschmenge nur noch um 0,05% Mn/h erhöht. Dementsprechend wirkt sich eine Konzentrationserhöhung auch auf das Wachstum des Kornrandes aus: auch hier wächst derselbe bei höherem Mangan-gehalt der Lösung schneller als bei niedrigem Mangan-gehalt.

Faßt man die Änderungen der Austauschmenge, die durch Variation von Temperatur und Konzentration der Lösung bewirkt werden, zusammen, so kommt man zur Darstellung der Abb. 26. Diese zeigt, wie hoch die Austauschmenge bei einer bestimmten Temperatur und Konzentration der Lösung im Kornrand ist.

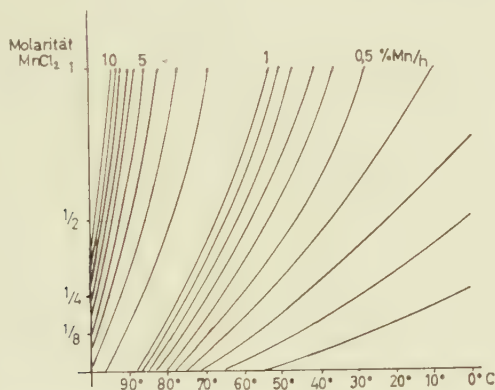


Abb. 26. Austauschmenge in Abhängigkeit von Konzentration und Temperatur bei $p_{\text{CO}_2} = 1 \text{ Atm.}$

Ablauf der Reaktion in Calciteinkristallen

Verhalten sich bei der Reaktion die gepulverten Austernschalen so, daß immerhin etwa zehn Prozent von ihnen die Umwandlung in Rhodochrosit überstanden, ohne ihre ursprüngliche organische Struktur einzubüßen, so waren entsprechende Versuche an gepulverten Einkristallen ganz erfolglos. Die Fragmente wandelten sich zwar in Rhodochrosit um, und zwar nach den gleichen Gesetzen, wie sie bei den Austernschalen herrschen, jedoch hatte diese Umsetzung eine Zerstörung der gesamten ursprünglichen Struktur der Einkristalle zur Folge, die ausnahmslos jedes Versuchsobjekt

ergriff. Der Einkristall verwandelt sich in ein regelloses Aggregat wirr orientierter, etwa $1\ \mu$ großer Rhodochrositkriställchen: das Versuchsobjekt wird durchscheinend bis undurchsichtig und löscht bei Drehung des Tisches nicht mehr einheitlich aus. Gleiche Versuche, an Aragonitkristallen ausgeführt, hatten dasselbe Ergebnis: nur ging hier die Umwandlung viel schneller vor sich.

Untersuchungsergebnisse und Schlußfolgerungen

Überlegt man sich zunächst, welche Art der Bildung für die liassischen Manganerze in Frage kommt, so erkennt man, daß es hierfür nur zwei Ursachen geben kann: Entweder handelt es sich um eine metasomatische Lagerstätte, die plutonischen Differenzierungen oder evtl. auch Verwitterungslösungen ihre Entstehung verdankt, oder um eine sedimentäre Lagerstätte des Liasmeeres. Die mikroskopischen Untersuchungen haben gezeigt, daß zumindest in den Fossilien Verdrängungsprozesse stattgefunden haben mußten. Daher ist auch zu entscheiden, ob das gesamte Gestein durch Verdrängung des primären Mineralbestandes durch Mangankarbonat entstanden ist oder ob auch Mangankarbonat direkt aus der Lösung ausgefällt und sedimentiert wurde. Nach Klärung dieser Fragen erhebt sich die nach der Herkunft der Erzlösungen und ihrer Temperaturen. In beiden Fällen der Entstehung können es Lösungen magmatischen Ursprungs oder Verwitterungslösungen gewesen sein, die zur Bildung des Erzlagers führten.

Um diese Fragen zu klären, soll in diesem Kapitel nach entsprechenden Hinweisen gesucht werden, die uns die Erze selbst geben und uns so einer Lösung des Problems näherbringen.

Schlußfolgerungen aus der Lagerung der Gesteine

Sucht man nach gemeinsamen Merkmalen der manganhaltigen Sedimente der Berchtesgadener und Salzburger Alpen, so stellt man fest, daß sämtliche in Frage kommenden Gesteine dem Jura angehören, wo sie sich im wesentlichen auf den Lias beschränken. Die anscheinend ältesten derartigen Gesteine beschreibt HAUN (1910) in der Kammerker-Sonntagshorngruppe und stellt sie in den unteren bis mittleren Lias. Der gleiche Autor (HAUN 1913) stellt die an der Kammerlingalm beschriebenen Kieselkalke im strat. Liegenden des Rhodochrositlagers in den „tieferen“ Lias, die man-

ganhaltigen Kieselkalke im strat. Hangenden des Rhodochrositlagers dagegen in den oberen Lias, evtl. bereits in den Dogger. Weitere Altersangaben über derartige Gesteine macht PLÖCHINGER (1952): Die von ihm näher beschriebenen Strubbergsschiefer stellt er in den Oberlias, evtl. Dogger. Die „Strubbergsschiefer“ stellen Äquivalente unserer manganhaltigen Kieselkalke am Nordrand des Tennengebirges dar.

Aus diesen Erläuterungen geht hervor, daß die manganführenden Gesteine nur in Schichten eines bestimmten geologischen Alters auftreten.

Beobachtet man die Lagerungsverhältnisse, so erkennt man z. B. auf der Kammerlingalm und am Pippenbach, daß sich das Rhodochrositlager stets an die Grenze heller Kieselkalk, dunkler, manganhaltiger Kieselkalk hält. Es soll jedoch darauf hingewiesen werden, daß sich am Pippenbach an manchen Stellen zwischen Rhodochrositlager und helle Kieselkalke eine maximal drei Meter mächtige Lage von dunklen, manganhaltigen Kieselkalken einschaltet.

Dies läßt erkennen, daß die manganhaltigen Gesteine flächenhaft verbreitet sind und sich stets an einen stratigraphischen Horizont halten.

Die Fazies der Liasgesteine, in denen die manganhaltigen Schichten auftreten, wird stets durch dunkle, über Hunderte von Metern mächtige, schiefrige, praktisch fossilere Kieselkalke bestimmt, die in den Senken des Liasmeeres abgelagert wurden. In Hierlatzkalken, Adnether Kalken, Bunten Cephalopodenkalken und Bunten Crinoidenkalken, welche wohl die Schwellenfazies des Lias charakterisieren, finden sich keine manganhaltigen Gesteine, wenn man von spärlich verbreiteten Manganoxydknollen absieht.

Die manganhaltigen Kieselkalke sind also an die Senkenfazies des Lias gebunden.

Diese oben angeführten Argumente, nämlich gleiches geologisches Alter, flächenhafte Verbreitung in Form stratigraphischer Horizonte und Verknüpfung mit einer bestimmten Fazies, sprechen für eine sedimentäre Entstehung der Manganerze. Bei metasomatischer Entstehung wäre wohl zu erwarten, daß sich manganhaltige Gesteine auch in anderen Formationen finden, zumal reine Kalke für eine Verdrängung viel günstiger erscheinen als Kieselkalke. Weiter spricht auch die Lagerungsform mehr für eine sedi-

mentäre Entstehung als für eine metasomatische. Im letzteren Falle würde das Erzlager wohl kein Flöz bilden, sondern stockförmig aussehen und Gesteine verschiedenen Alters diskordant durchsetzen.

Schlußfolgerungen aus dem Mineralbestand der Gesteine

Will man aus dem Mineralbestand der Gesteine Rückschlüsse auf deren Entstehung ziehen, so muß man einerseits jene Minerale ausschließen, die erst sekundär gebildet wurden und auf Fugen und und Spalten anzutreffen sind; zu einem gewissen Grad aber auch jene, die klastische Gemengteile darstellen, z. B. Glimmer und bestimmte Quarzanteile. So bleiben im wesentlichen folgende Minerale übrig: komplexe Karbonspäte, Calcit, Pyrit und kryptokristalliner Quarz. Von diesen aufgezählten Mineralen kann man zunächst sagen, daß sie sowohl sedimentär als auch metasomatisch entstehen können. So lassen sich aus dem Mineralbestand allein keine Rückschlüsse auf die Genese der Gesteine ziehen. Dies ist erst möglich, wenn man ihr Gefüge untersucht.

Schlußfolgerungen aus dem Gefüge der Gesteine

Betrachtet man das Gefüge der manganhaltigen Kieselkalke und des Rhodochrositlagers, so zeigen diese Gesteine deutlich die Eigenschaften eines Sediments: mm-Rhythmite von kieseligen und karbonatreichen, pyritfreien und pyritreichen Partien; die bereits makroskopisch wahrnehmbare Bankung und Schichtung der Gesteine ist ebenfalls nicht zu übersehen. Daneben zeigen die Gesteine aber auch andere sedimentäre Merkmale. Neben dem Fossilinhalt ist es vor allem die Erscheinungsform der primären Kieselsäure. Diese tritt uns als kryptokristalliner Quarz entgegen, welcher aus einem Gel hervorgegangen ist. Die Kieselsäure ist also ein primärer, chemisch ausgeschiedener und sedimentierter Gesteinsbestandteil. Das gleiche gilt auch für den Pyrit. Der hohe Gehalt des Gesteins an diesem Mineral sowie die Anwesenheit vererzter, desulfurierender Bakterienkolonien zeigt, daß während der Sedimentation zumindest im Detritus des Liasmeeres, allerdings nur in den Senken, reduzierende Bedingungen herrschten. Ob dies auch in den darüber gelegenen Wasserschichten der Fall war, läßt sich nicht beweisen.

sen, ist aber durchaus möglich. Seine Ausbildung als kleine Würfelchen verdankt der Pyrit der Diagenese, seine räumliche Verteilung der Sedimentation.

Das Gefüge des Gesteins weist lediglich auf eine sedimentäre Entstehung der Erze hin; hydrothermal-metasomatische Verdrängungen, welche das Gefüge nachträglich lokal überprägten, fanden das Mangankarbonat bereits als primären Gesteinsbestandteil vor.

Das Auftreten brecciöser Lagen in den manganhaltigen Kieselkalken bedeutet, daß zur Zeit der Ablagerung dieser Gesteine stärkere tektonische Bewegungen im Gange waren.

Schlußfolgerungen aus dem Fossilinhalt der Gesteine

Der Fossilinhalt bildet u. a. den Schlüssel zur Genese der Erze. Da sich von der Mehrzahl der organischen Relikte aussagen läßt, aus welchen Stoffen sie sich ursprünglich aufgebaut haben, ist an ihnen oft eine sekundäre Umwandlung des Gesteins nachweisbar. Denn die stoffliche Umwandlung eines Gesteinskörpers, wie sie eine Metasomatose darstellt, geht selten an Fossilresten spurlos vorüber, ohne sie in ihrer stofflichen und strukturellen Eigenart unberührt zu lassen. Daher war es von ausschlaggebender Bedeutung, an verschiedenen Echinodermenresten und Fragmenten von Molluskenschalen im Rhodochrositlager feststellen zu können, daß diese nicht mehr wie ursprünglich aus Calcit bestehen, sondern aus manganhaltigen Karbonspäten.

Bei der Bildung des Rhodochrositlagers müssen also Vorgänge beteiligt gewesen sein, die normal sedimentierten Calcit mehr oder weniger in Manganspat umgewandelt haben. Zumindest muß ein Teil des Rhodochrositlagers durch Vordrängung von Calcit entstanden sein.

Die Fossilreste der manganhaltigen Kieselkalke sind in der Hauptsache Radiolarien und Nadeln von Kiesel Schwämmen. Diese bestehen jedoch nicht mehr wie ursprünglich aus Kieselsäure, sondern ihr Skelett und ihr Inneres wird isomorph durch Einkristalle von Calcit ersetzt. Dies bedeutet, daß entweder nur im Rhodochrositlager Verdrängungen stattgefunden haben, nicht aber in den ebenfalls rhodochrosithaltigen Kieselkalken, oder daß der Calcit, der heute die ehemals kieseligen Skelette aufbaut, jünger ist als diese Verdrängungsvorgänge.

Schlußfolgerungen aus der chemischen Zusammensetzung der Gesteine

Da das Mangan und zum Großteil auch das Eisen in den Gesteinen primär in der zweiwertigen Form auftritt und nicht vier- bzw. dreiwertig, gilt es wohl als sicher, daß sich der Rhodochrosit und Siderit aus sauren bis neutralen Lösungen ausgeschieden hat oder daß die Mineralbildung in reduzierender Umgebung stattgefunden hat. Das zweiwertige Mangan- und Eisenion ist bekanntlich als solches in alkalischer Lösung nur dann beständig, wenn kein freier Sauerstoff zugegen ist. Ist dies aber der Fall, so muß beim Mangan die Lösung zumindest neutral, wenn nicht gar sauer sein, um eine Oxydation auszuschließen. Zweiwertiges Eisen hingegen ist etwas oxydabler und wird bereits in neutraler Lösung dreiwertig; dadurch erklärt sich das Auftreten rotbraun gefärbter Erzpartien. Während die grauen Erze wahrscheinlich in schwach saurer bzw. sauerstofffreier Lösung gebildet wurden, scheint die Bildung der roten Partien in neutralem bzw. schwach sauerstoffhaltigem Medium vor sich gegangen zu sein. Daher bestehen die grauen Partien u. a. aus Rhodochrosit und Siderit, die roten hingegen aus Rhodochrosit und Hämatit; bei letzterem Typ wurde das oxydablere Eisen in dreiwertiger Form neben zweiwertigem Mangan ausgeschieden. Mitunter ist in den Erzen auch ein Rhythmus von roten und grauen Partien festzustellen, der mit der sedimentären Schichtung zusammenfällt. Das spricht ebenfalls für eine sedimentäre Entstehung der Erze. Die Schwankungen des p_H - bzw. E_h -Wertes würden sich demnach in der Farbe der Erze widerspiegeln.

Betrachtet man die Abbildung 16, so erkennt man aus dem Schwanken des Brechungsindex n_{40} der Karbonspäte, daß sich der Mangan- und Eisengehalt dieser Minerale durch das gesamte Profil hindurch ständig ändert. Dabei ist eine gewisse rhythmische Folge des Mangan- und Eisengehaltes nicht zu übersehen. Diese Schwankungen sprechen ebenfalls für eine sedimentäre Bildung der Erze. Dabei wäre der rhythmisch schwankende Mangan- und Eisengehalt der verschiedenen Schichten nur auf ein korrelates Schwanken in der Zusammensetzung der Lösungen zurückzuführen, aus denen die Karbonspäte gebildet wurden. Folglich muß die Bildung der Erze gleichzeitig mit der Sedimentation der Gesteine stattgefunden haben.

Auch folgende auffällige Tatsache muß noch besonders herausgestellt werden: Der hohe Mangangehalt der Schichten scheint mit dem hohen Kieselsäure- und Eisengehalt derselben verknüpft zu sein, wenn auch keine unmittelbare, chemische Bindung des Mangans und des Eisens an die Kieselsäure nachgewiesen werden konnte. Dieses gemeinsame Auftreten, diese Paragenese, läßt sich nicht nur an der Kammerlingalm, sondern auch in analogen Vorkommen bei Abtenau (CORNELIUS-PLÖCHINGER, 1952) feststellen. So ist es, wenn auch nicht erwiesen, so doch immerhin möglich, daß diese drei Elemente gleicher Herkunft sind.

Schlußfolgerungen aus den sekundären Veränderungen der Gesteine

Was bereits bei der petrographischen Untersuchung dieser Vorgänge ausgesprochen wurde, soll hier noch einmal wiederholt werden: Die Paragenese der Minerale Chlorit—Quarz—manganhaltiger Calcit beweist, daß es nur noch niedrig temperierte, hydrothermale Lösungen gewesen sein konnten, die zu dieser Mineralneubildung führten.

Schlußfolgerungen aus dem experimentellen Teil

Die Versuche haben gezeigt, daß eine Umwandlung von Calcit in Rhodochrosit durch Diffusion von Manganionen in das Calcitgitter prinzipiell möglich ist: Aus Rhodochrosit bestehende Fossilreste zeigen, daß derartige Vorgänge sich auch tatsächlich in der Natur abspielten.

Auffallend ist die Umwandlung der Echinodermenreste im Experiment: die Einkristalle zerfallen in charakteristischer Weise in ein Haufwerk winziger Rhodochrositkriställchen, ähnlich denen, die man im Dünnschliff beobachten konnte. Daher beweist nur die Form und annähernd parallele Orientierung der Einzelkriställchen die organogene Herkunft des Karbonataggregates. Die Fragmente von Molluskenschalen hingegen können bei einer derartigen Umwandlung ihre charakteristische, feinfaserige Struktur retten, falls die einzelnen Calcitprismen nicht zu grob sind. Je feiner die schalenbildenden Calcitprismen sind, um so größer ist die Chance, daß die ursprüngliche Struktur der Schale erhalten bleibt. Bei einer Umwandlung von Calcit in Rhodochrosit muß sich die

Elementarzelle des Karbonatgitters vergrößern; da die Umwandlung nicht in allen Elementarzellen gleichzeitig vor sich geht, kann dies in einem größeren Einkristall zu Spannungen im Gitter führen, die dieses in eine Vielzahl kleinere Individuen zerbrechen lassen. Ein Körper hingegen, der von vornherein aus einem Aggregat kleiner Calcitkriställchen besteht, ist bei einer Umwandlung in Rhodochrosit in der Lage, die mit der Größenzunahme der Elementarzellen auftretenden Spannungen jedes einzelnen Karbonatkriställchens an den Fugen abzufangen und dort durch Verschiebung der Einzelindividuen den neuen Größenverhältnissen gerecht zu werden. Dies würde erklären, weshalb ein Einkristall, wie er z. B. in den Echinodermeresten vorliegt, bei einer Umwandlung seine Struktur verliert, eine Molluskenschale hingegen ev. in der Lage ist, ihre ursprüngliche, feinprismatische Struktur beizubehalten.

Im Verlauf der Versuche zeigte sich, daß durch eine Temperaturerhöhung um zehn Grad (im Bereich von 50 bis 100° C) die Umwandlung doppelt so schnell vor sich geht. Eine Konzentrationserhöhung der Manganlösung bewirkt hingegen nur dann eine wesentliche Beschleunigung der Umwandlung, wenn gleichzeitig eine höhere Temperatur herrscht. Bei niedrigeren Temperaturen wird die Umwandlung durch Konzentrationserhöhung nur unmerklich beschleunigt. Von ausschlaggebender Bedeutung für die Reaktionsgeschwindigkeit ist ferner der CO_2 -Partialdruck. Nur ein CO_2 -Druck von einer Atmosphäre gestattete bekanntlich das Ablaufen der Versuche in erträglichen Zeiträumen. Bei normalem CO_2 -Druck der Luft war auch bei höheren Temperaturen noch kein meßbarer Erfolg zu erzielen. Es ist jedoch anzunehmen, daß derartige Umwandlungen auch unter diesen Verhältnissen stattfinden können, wenn auch in viel größeren Zeitspannen. Diese stehen der Natur ja zur Verfügung.

Die Bildung der Manganerze

Versuchen wir, diese Ergebnisse zusammenzufassen, so erscheint es im ersten Augenblick vielleicht schwierig, Beobachtungen und Experimentalergebnisse in ein System zu bringen, von denen manche für rein sedimentäre, andere hingegen für Verdrängungsprozesse sprechen. Diese Schwierigkeit liegt aber dann nicht in der

Vieldeutigkeit der Untersuchungsergebnisse, sondern allein in der Fragestellung begründet. Da bei der Bildung der Lagerstätte nachweislich Sedimentation und Verdrängungsprozesse beteiligt waren, ist es falsch, nach einem „entweder — oder“ über die Entstehung zu fragen. Bejaht man die eine Entstehungsart, so wird es problematisch, jene Vorgänge richtig zu deuten, die auf die andere Entstehung hinweisen. Daher ist es richtiger danach zu fragen, inwieweit sedimentäre und inwieweit Verdrängungsprozesse an der Bildung der Erze beteiligt waren. Verfährt man so, dann ist es nicht allzuschwer, sich ein richtiges Bild über die Genese der Erze zu machen:

An der Wende Trias Lias machten sich in der ostalpinen Geosynklinale die ersten Anzeichen einer beginnenden Faltung bemerkbar. Die Geosynklinale gliederte sich in eine Reihe von tektonisch höher und tiefer gelegenen Gebieten, in Schwellen und Senken, wobei die Sedimentation ungehindert weiterging.

Dann setzten im Oberlias erneut tektonische Bewegungen ein, so daß es örtlich zur Aufarbeitung bereits sedimentierten Materials kam, was zur Bildung von Breccien Anlaß gab. Ungefähr gleichzeitig muß in den Senken der Mangangehalt und Kieselsäuregehalt des Meereswassers ungeheuer gestiegen sein, denn von nun an wurden Gesteine abgelagert, deren Hauptbestandteil Quarz und Rhodochrosit ist.

Die manganhaltigen Lösungen drangen in den noch unverfestigten Kalkschlick ein und wandelten diesen stellenweise (Kammerlingalm) in Rhodochrosit um: es erfolgte eine vordiagenetische Verdrängung von bereits sedimentiertem Calcit durch Rhodochrosit. Diese Verdrängung ging so vor sich, daß Manganionen in die Calcitkörner eindiffundierten und das Calcium aus dem Gitter verdrängten. Der im Schlick stellenweise (Kammerlingalm) reich vertretene Echinodermenschill und auch der Großteil der Molluskenschalen verlor bei dieser Umwandlung seine charakteristische, organische Struktur. Das so entstandene Gestein bildet heute zumindest den strat. Liegendteil des Rhodochrositlagers der Kammerlingalm. Auf diese Weise erklärt sich die Tatsache, daß die Gesteinsserie, welche in den hellgrauen, strat. liegenden Kieselkalken noch zu 30%—40% organogener Substanz besteht (über eine verfolgte Mächtigkeit von 25 Metern), ganz plötzlich fossilfrei wird, nämlich an der Grenze zum Rhodochrositlager.

Da der Kieselsäuregehalt des Meeres ebenfalls beträchtlich anstieg, schied sich das SiO_2 in Form von Gelen aus; es kam zur Bildung der dunklen, manganhaltigen Kieselkalke, in denen kieselige und karbonatreichere Bänke wechsellagern. Eingeschwemmter Schill von kalkschaligen Organismen wurde je nach herrschenden Bedingungen in rhodochrosithaltiges Karbonat umgewandelt, wobei die organische Struktur verloren ging. Nun wäre es aber verfehlt zu behaupten, der gesamte Karbonatanteil der manganhaltigen Kieselkalke wäre durch Verdrängungen aus Calcit hervorgegangen. Neben der Sedimentation von organogenem Calcit und Kieselsäuregel ging die Ablagerung von chemisch (ev. auch durch Organismen bewirkt) gefälltem Karbonat auch im manganhaltigen Meerwasser zweifellos weiter; nur bestand das unter diesen Bedingungen ausgefällte Karbonat nicht mehr aus reinem Calcit, sondern dem Mangangehalt der Lösung entsprechend aus rhodochrosithaltigem Calcit. Obwohl diese Art der Rhodochrositbildung nicht direkt bewiesen werden kann (einem strukturlosen Karbonatkorn sieht man es eben nicht an, ob es direkt aus einer Lösung ausgefällt wurde oder ob es durch Verdrängung von Calcit durch Rhodochrosit entstanden ist), dürfte sie an der Erzbildung wesentlich beteiligt gewesen sein. Da die Zusammensetzung der Lösungen bei der Ablagerung der manganhaltigen Kieselkalke erheblich schwankte, ist die Wahrscheinlichkeit groß, daß beide Arten der Erzbildung gleichzeitig wirksam waren. Während je nach Zusammensetzung der Erzlösungen das entsprechende, mehr oder weniger manganhaltige Karbonat chemisch ausgefällt und sedimentiert wurde, drangen die Lösungen auch in den noch unverfestigten Schlick am Boden ein und wandelten Karbonatkörner, die nicht mit der Erzlösung in Gleichgewicht standen, in der geschilderten Weise in das entsprechende Karbonat um. So ergibt sich wahrscheinlich eine Wechselwirkung von chemischer Fällung von rhodochrosithaltigem Karbonat und wechselseitiger diagenetischer Verdrängung von CaCO_3 durch MnCO_3 bei der Ablagerung der manganhaltigen Kieselkalke.

PLÖCHINGER (1952) will in analogen Gesteinen, den sog. Strubergschichten des Tennengebirgsnordrandes, eine „direkte, durch Bakterien bedingte Fällung von Manganoxhydroxiden“ beobachtet haben, die er zumindest teilweise für die Erzbildung verantwortlich macht. In den vorangegangenen Untersuchungen von Erzen der

Kammerlingalm, Pippenbach und des Jenners am Königsee haben sich keinerlei Anhaltspunkte für eine derartige Erzbildung ergeben. Diesem Autor entging, daß auch in den Strubbergsschichten das primäre Manganmineral der Rhodochrosit ist und nicht etwa ein Manganoxyd. — Die liassischen Manganerze der Kammerlingalm stellen demnach eine sedimentäre Lagerstätte dar, ihr Bildungsraum ist submarin. Zur Entstehung der Lagerstätte trugen sowohl sedimentäre Vorgänge als auch Verdrängungen während der Diagenese bei.

Während die bisherigen Ergebnisse als weitgehend gesichert angesehen werden können, lassen sich folgende Ausführungen nur auf Vermutungen stützen, deren absoluter Beweis nicht erbracht werden konnte.

Herkunft der Erzlösungen

Nachdem nun die Frage der Erzbildung an sich geklärt erscheint, drängt sich die Frage nach der Herkunft der Erzlösungen auf, die die Bildung der Manganerze im alpinen Liasmeer verursacht haben. Im wesentlichen kommen dabei drei Quellen in Frage, nämlich 1. die Halmyrolyse, also submarine Verwitterung, 2. Verwitterungslösungen festländischer Herkunft und 3. Erzlösungen magmatischer Herkunft.

Von diesen drei Möglichkeiten ist die erste, daß nämlich die Erzlösungen das Produkt submariner Verwitterung seien, am unwahrscheinlichsten. Als erstes Argument sei die Tatsache angeführt, daß die Manganerze in einer Geosynklinale gebildet wurden, also in einem Raum, in dem Gesteine gebildet und nicht zerstört wurden, wie es in einem Verwitterungsgebiet immer der Fall ist. Zudem sind die in den Rhodochrositerzen konzentrierten Manganmengen so groß, daß schon eine Manganlagerstätte selbst submarin verwittern müßte bzw. ungeheure Mengen normalen Gesteins, um derartige Erzlösungen zu schaffen. In diesem Falle müßten sich im oberen Lias auch entsprechende Schichtlücken finden, die aber nur lokal nachweisbar sind und nur geringes Ausmaß besitzen.

Wahrscheinlicher ist schon die Möglichkeit, daß es festländische Verwitterungslösungen waren, die zur Bildung der Lagerstätte führten. Während der Trias herrschte in „Europa“ arides Klima mit vorwiegend physikalischer Verwitterung. Im Jura wurde das

Klima feuchter, so daß am Festland eine intensive chemische Verwitterung einsetzte. Die Verwitterungslösungen gelangten ins Meer und führten dort in Küstennähe auch zur Bildung von ausgedehnten, sedimentären Eisenerzlagern. Bei der engen chemischen Verwandtschaft von Eisen und Mangan ist zu erwarten, daß mit den eisenreichen Verwitterungslösungen auch beträchtliche Manganmengen ins Meer gelangten und hier ausgefällt wurden. Da in unserer Lagerstätte das Mangan : Eisen-Verhältnis = ungefähr 4 : 1 beträgt, müßte eine Trennung des in den Verwitterungslösungen enthaltenen Mangans von dem viel häufigeren Eisen stattgefunden haben. Wie bereits VOGT (1906) gezeigt hat, ist eine getrennte Ausfällung dieser Elemente in der zweiwertigen Stufe (als Karbonat) nicht möglich. Anders liegen jedoch die Dinge, wenn das Eisen in drei- und das Mangan in vierwertiger Form als Kolloid in der Verwitterungslösung enthalten ist. Da das $\text{Fe}(\text{OH})_3$ negativ geladen ist, das $\text{Mn}(\text{OH})_4$ hingegen positiv, besteht im strömenden Medium die Möglichkeit einer getrennten Ausfällung beider Elemente, da das Eisenhydroxydsol bei einem niedrigeren pH -Wert ausgeflockt wird als das Manganhydroxydsol. Da während des Lias das Festland vom Ort unserer Manganerzbildung nicht allzuweit entfernt war (im Norden lag die Böhmisches Masse und das Vindelizische Land, im Süden ev. zentralalpine Inseln), ist die Möglichkeit einer derartigen Entstehung der Lagerstätte nicht grundsätzlich zu verneinen, obwohl ein derart weiter Transportweg von gelöstem Eisen und Mangan schon fraglich erscheint. Die notwendige Konsequenz dieser getrennten Ausfällung von Eisen und Mangan aus festländischen Verwitterungslösungen wäre aber auch das Auftreten größerer Eisenerzlagern in der weiteren Umgebung der Manganlagerstätten. Solche fehlen jedoch vollkommen, so daß letzten Endes auch diese Deutung des Problems nicht vollkommen befriedigen kann. Außerdem wird die Kieselsäure bereits mit dem $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -Sol bei niedrigerem pH -Wert ausgefällt. Bei den liassischen Erzen der Kammerlingalm müßte die Kieselsäure gleichzeitig mit dem $\text{Mn}(\text{OH})_4$ gefällt worden sein, was aber sehr unwahrscheinlich ist. Zudem wurden die Manganerze primär in Form von Karbonat gebildet; nimmt man schon eine getrennte Ausfällung der beiden Elemente Fe und Mn in drei- bzw. vierwertiger Form an, so müßten diese dann vor der Erzbildung noch reduziert worden sein. Das würde den Vorgang der Lagerstättenbildung nur noch

mehr komplizieren. Daher ist auch die Wahrscheinlichkeit, daß es sich bei den Erzlösungen um festländische Verwitterungslösungen handelt, sehr gering.

So bleibt schließlich nur noch die Möglichkeit offen, daß es sich um Erzlösungen magmatischer Herkunft handelt, die durch submarine Exhalationen ins Meer gelangten und hier die Bildung manganreicher Sedimente verursachten. Geht man dieser Frage nach, so ist es zunächst einmal angebracht, die Lagerstätten der Kammerlingalm mit anderen ähnlichen Typs zu vergleichen und deren Genese näher zu beleuchten.

Vergleiche mit anderen Lagerstätten dieses Typs

Die modernen Lehrbücher widmen diesem Typ von Mangankarbonatlagerstätten nur einige Zeilen. Nach der im deutschen Schrifttum üblichen Bezeichnung müßte es sich nach den bisherigen Darlegungen in unserem Falle um eine „exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätte“ handeln. (Eine Zusammenfassung über exhalativ-sedimentäre Manganerze gab H. SCHNEIDERHÖHN 1955, S. 183.) Dieser Frage soll nun hauptsächlich durch Vergleich mit anderen Lagerstätten nachgegangen werden. Der Spezialliteratur nach sind derartige sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten durchaus nicht so selten, wie man vielleicht annehmen möchte. Es kann gezeigt werden, daß dieser Lagerstättentyp über die gesamte Welt verbreitet ist, vor allem in den varistischen Gebirgen Europas und Asiens sowie in den varistischen und alpidischen Gebirgen Nord- und Mittelamerikas. Um einen Vergleich mit den wichtigsten Lagerstätten dieser Art vornehmen zu können, sollen diese hier kurz charakterisiert werden. Für die russischen Arbeiten scheint dieser Weg besonders betretbar, da diese Literatur in der westlichen Welt kaum zugänglich ist. Die nachfolgende Übersicht beschränkt sich allerdings auf die sedimentären Mangankarbonatlagerstätten, die marin gebildet wurden, und läßt alle anderen sedimentären Mangankarbonatlagerstätten, z. B. an Landoberflächen gebundene, unberücksichtigt. Hierzu sind im weiteren Sinne auch die Lagerstätten von Nikopol und Tschiaturi zu rechnen, die zwar bereits mariner Entstehung sind, deren Erzbringer aber Verwitterungslösungen festländischer Herkunft sind. Ebenso kann in dieser Arbeit nicht auf metamorphe Mangankarbonatlagerstätten eingegangen

werden, da diese meistens stofflich und strukturell bereits so stark verändert sind, daß die einwandfreie Deutung ihrer Genese wegen der erfolgten Überprägung nicht möglich ist.

So gehören wohl zu den ältesten verwertbaren Darstellungen die „Montangeologischen Reiseskizzen“ F. KLOCKMANN's aus dem Jahre 1900. Der Autor berichtet von Rhodochrosit- und Rhodonitlagern im Verband mit devonischen Kalken und kulmischen Kiesel-schiefern in den östlichen französischen Pyrenäen. KLOCKMANN sieht den Mangangehalt der Gesteine als primär-sedimentär an.

Ebenfalls berichten STELZNER — BERGEAT (1904) in ihrem Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, daß der Mangangehalt derartiger Rhodochrositvorkommen im Kulm des Harz- und des Lahn-Dillgebietes primär-sedimentär ist. Erstmals wird in dieser Veröffentlichung darauf hingewiesen, daß der Mangangehalt der flöz-förmig auftretenden Erze stets von hohem Kieselsäuregehalt begleitet wird und daß bei verschiedenen Lagerstätten dieses Typs Beziehungen zu submarinem Vulkanismus zu bestehen scheinen.

Eine ähnliche Mineralkombination beschreibt KRETSCHMER (1905) in einem entsprechenden Vorkommen bei Sternberg in Mähren. Dort sind sedimentär gebildete Linsen von Mangankarbonat mit oberdevonischen Lyditen und Kalken vergesellschaftet. Bemerkenswert dürfte sein, daß diese Schichten stellenweise mit teldevonische Schalesteine überlagern.

Ähnliche Verhältnisse liegen nach HOYER (1911) in der spanischen Provinz Huelva (Rio Tinto-Gebiet) vor. Die karbonatischen und silikatischen Erze liegen zusammen mit Eisenkiesel und Hornsteinen streng konkordant in Gesteine des Kulms eingebettet. Die Manganerze sind, ähnlich wie die bekannten Kieslager, eng an die Verbreitungsgebiete von Eruptivgesteinen gebunden. Diese sind teils intrusiv, teils effusiv. Während die Kieslagerstätten mit sauren Eruptivgesteinen in Verbindung zu stehen scheinen, treten die Manganlagerstätten in Verbindung mit submarinen Ergüssen von Diabasen auf. HOYER hielt zwar eine genetische Deutung der Lagerstätten für verfrüht, doch scheint ihm eine sedimentäre Entstehung wahrscheinlicher als eine metasomatische, für die ebenfalls Anzeichen vorliegen.

Gleiche Zusammenhänge erkannte K. HUMMEL (1923) bei seinen Untersuchungen über karbonatische und kieselige Manganerze im Kellerwald. Diese bilden zusammen mit Eisenkiesel ein Lager zwi-

schen kulmischen Kieselschiefern und wahrscheinlich oberdevonischem Deckdiabas. Das 1,5 m mächtige Lager besteht aus deutlich geschichtetem, rötlichem bis braunem Erz und ist über größere Entfernungen horizontbeständig. Die Erze sind nicht metasomatisch entstanden, sondern sedimentär in einem Geosynklinalmeer. Auch HUMMEL weist auf das gleichzeitige Auftreten submariner Diabasergüsse hin und hält es für möglich, daß submarine Manganexhalationen für die Bildung der Lagerstätte verantwortlich zu machen sind.

Von manganhaltigen Karbonatlagen und -linsen von wahrscheinlich silurischem Alter berichtet E. CLAR (1926). Diese Gesteine kommen in der Breitenau und bei Mixnitz in der Steiermark vor und sind sedimentär gebildet.

Von EPPRECHT (1946) wurde in einer größeren Arbeit die Eisen- und Manganlagerstätte des Gonzen (nördl. Sargans in der Schweiz) und deren Mineralparagenese genau beschrieben. Vor allem wird auch die Frage erörtert, wieweit metasomatische Prozesse bei der Bildung derartiger Lagerstätten beteiligt sind. Der Autor glaubt beweisen zu können, daß die erzbringenden Lösungen weder durch Halmyrolyse entstanden sein können, noch daß es sich um festländische Verwitterungslösungen handeln kann. Als Stofflieferanten werden submarine Exhalationen während des Malms angesehen, die mit dem penninischen Ophiolithherd im Zusammenhang stehen. Die Mitwirkung metasomatischer Prozesse bei der Bildung der Lagerstätte wird verneint.

Nicht unerwähnt sei an dieser Stelle die Darlegung von E. VADÁSZ (1952) über karbonatische Manganerzlager in Paragenese mit Kieselschiefern im Bakonywald Westungarns, die allerdings im Gegensatz zu bisherigen Arbeiten die Halmyrolyse für die Herkunft der Erzlösungen verantwortlich macht.

Auch die liassischen Manganerzvorkommen in den Strubberg-schichten bei Abtenau, die bereits früher genannt wurden, wurden in jüngerer Zeit in Arbeiten von CORNELIUS und PLÖCHINGER (1952) einer genaueren Untersuchung unterworfen. Diese war jedoch mehr geologischer als petrographischer Art, so daß der Erzinhalt dieser Gesteine nicht richtig erkannt wurde. Dennoch erkennen auch diese Autoren den sedimentären Charakter der Erze. Weiterhin wird auch auf das gemeinsame Auftreten von Kieselsäure und Mangan

in den Gesteinen aufmerksam gemacht und die magmatische Herkunft der Erzlösungen für wahrscheinlich gehalten.

Neben diesen europäischen Vorkommen von sedimentärem Mangankarbonat existieren noch zahlreiche analoge Vorkommen in anderen Erdteilen. Mit zu den interessantesten von ihnen zählen die Manganlagerstätten der Olympic Mountains im Staate Washington/USA. Diese hat CHARLES F. PARK jr. (1946) eingehend beschrieben. Die Manganerze, die aus Mangansilikaten, wie Bementit, Neotocit, Rhodonit und Manganophyllit, sowie vorwiegend aus Rhodochrosit und Hausmannit bestehen, treten zusammen mit kieseligen Gesteinen, wie Jaspis und Radiolariten auf. Diese Sedimente, sehr oft rot gefärbt, befinden sich in Wechsellagerung mit vulkanischen Aschen und Lavadecken. Die Eruptiva stellen Spilite dar, die ihrer Ausbildung nach zu schließen wie die Sedimente submarin gebildet wurden. Sowohl die Kieselsäure als auch das Mangan sind vulkanischer Herkunft; beide Elemente gelangten durch hydrothermale Lösungen ins Meer bzw. entstanden durch Einwirkung des Meeresswassers auf die Laven. Die Kieselsäurelösungen verdrängten stellenweise älteres Gestein oder bildeten zusammen mit dem Mangan selbständige, sedimentäre Lager. Weiterhin zeigt Park, daß die Lagerstätten jungtertiäres Alter besitzen, nur sehr klein sind, dafür aber in großer Zahl auftreten.

Weitere bedeutende Vorkommen von sedimentärem Rhodochrosit liegen im Ordovizium des Batesville District in Arkansas/USA, von denen E. D. MISER berichtet (1941). Die Erze liegen zumeist in ordovizischen Kalken, sind mit Kieselschiefern vergesellschaftet und bestehen in der Hauptsache aus Rhodochrosit, Mangansilikaten, wie Bementit und Neotocit, neben verschiedenen oxydischen Erzen. Innerhalb der manganhaltigen Gesteine ist eine deutliche Diskordanz vorhanden: irgendwelche Anzeichen von submarinem Vulkanismus wurden nicht beobachtet. Der Mangan Gehalt der Gesteine ist primär sedimentär und zum Großteil durch die Lebenstätigkeit von Algen ausgefällt (*Girvanella richmondensis*). Weiterhin wurde allerdings beobachtet, daß andere Teile der heute vorliegenden Erzkörper durch Verdrängung der ordovizischen Kalke entstanden sind. Zirkulierende, warme Wässer sollen einen Teil des primär in den Gesteinen enthaltenen Mangans mobilisiert haben, so daß die auf diese Weise entstandenen Erzlösungen im Karbonatgestein neue Erzkörper bilden konnten. Über die Her-

kunft dieser warmen, zirkulierenden Wässer kann der Autor keine überzeugende Erklärung geben; es wird vermutet, daß möglicherweise die ursprünglich sehr mächtige Sedimentbedeckung deren Erwärmung bedingt hat. Solche Lagerstätten, die denen des Batesville Districts in Arkansas ähnlich sind, finden sich auch im Ordoviciuim des Staates Maine und Oklahoma/USA.

Eine zusammenfassende Arbeit über Manganlagerstätten dieses Typs lieferte N. S. SCHATSKIJ (1954), in der vor allem das in russischer Sprache verfaßte Schrifttum berücksichtigt wird. Demnach sind derartige Manganvorkommen in der UdSSR vor allem im Devon und Unterkarbon des südlichen Urals sowie von Zentralkazakstan weit verbreitet. Nach A. G. BETEKITIN (1944) handelt es sich bei den letzteren um sedimentäre Lagerstätten, die entweder aus Mangankarbonat oder -oxyden bestehen. Nach weiteren Ausführungen von SCHATSKIJ treten die Manganlagerstätten Zentralkazakstans in einer Gesteinsserie auf, die sich aus Keratophyren und Quarzporphyren, deren Tuffen, sowie Kieselschiefern, Sandsteinen und Kalken zusammensetzt und nordöstlich und nordwestlich des Balkaschsees Mächtigkeiten von über tausend Metern erreicht. In westlicher Richtung vermindert sich die Gesamtmächtigkeit dieser Serie auf 600—800 Meter, wobei die Lavadecken allmählich ganz auskeilen oder nur noch rein lokalen Charakter besitzen. Die Kieselschiefer jedoch, die die Manganlagerstätten stets begleiten, sind in westlicher Richtung noch über Entfernungen von über 500 km zu verfolgen. In anderem Zusammenhang weist SCHATSKIJ darauf hin, daß derartige vulkanogenkieselige Gesteinsserien stets ein Mehrfaches des normalen Mangan Gehaltes gewöhnlicher vulkanischer Gesteine besitzen. Dennoch kommt es nur selten zur Bildung industriell verwertbarer Lagerstätten. Die Manganvorkommen sind meist nur klein, dafür aber über weite Entfernungen in großer Anzahl verbreitet.

Allgemeine Charakteristik dieses Lagerstättentyps

Aus all diesen Schilderungen, die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben wollen, geht zunächst hervor, daß dieser Lagerstättentyp, der an der Kammerlingalm vorliegt, durchaus nicht selten ist. Weiterhin läßt sich erkennen, daß viele Lagerstätten dieses Typs als Erzmineral nicht nur Rhodochrosit führen,

sondern sehr oft auch aus silikatischen und oxydischen Manganmineralien in wechselndem Verhältnis bestehen. Es existieren also Übergänge zu oxydischen und silikatischen Manganlagerstätten. So scheint es, daß die Orte der Lagerstättenbildung, ihre näheren Umstände und die Herkunft der Erzlösungen bei all diesen Lagerstätten ähnlich waren; dagegen dürften in den Sedimentationsbedingungen gewisse Unterschiede vorgelegen haben, so daß das Mangan in diesen Lagerstätten in verschiedener Paragenese auftreten kann. Unsere Lagerstätte an der Kammerlingalm gehört demnach zu einem weit verbreiteten Lagerstättentyp sedimentären Charakters. Wenn wir nun versuchen, diese Lagerstätten zu typisieren, so können wir ohne Bedenken auch sämtliche sedimentären oxydischen und silikatischen Manganlagerstätten dazu heranziehen, sofern sie gewisse Bedingungen erfüllen, die in den folgenden Kapiteln angeführt werden. Bei einer weiteren Unterteilung dieser Lagerstätten erscheint es angebracht, diese nach dem Mineralinhalt der Erze vorzunehmen.

Eines der Hauptergebnisse der Untersuchungen an der Kammerlingalm war die Feststellung, daß die Manganerze stets in Paragenese mit kieseligen Gesteinen auftreten, also an eine bestimmte Fazies geknüpft sind. Beim Vergleich mit den oben angeführten anderen Lagerstätten kann man feststellen, daß diese Bedingungen auch in der Mehrzahl der Fälle erfüllt sind. Stets treten die Manganerze im Verband mit Kieselschiefern, Kieselkalken, Radiolariten, Kieselknollen und Jaspislagen auf. Die Paragenese der Erze mit kieseligen Gesteinen scheint demnach ein typisches Merkmal dieser Gruppe von Lagerstätten zu sein.

Weiterhin wurde bei der Untersuchung der Erze an der Kammerlingalm festgestellt, daß sowohl die Kieselsäure als auch das Mangan der liassischen Gesteinsserie vermutlich gleichen Ursprungs ist. Diese Vermutung wird durch die Verhältnisse in anderen Lagerstätten dieser Art gestützt. Als wir der Frage über die Herkunft des Mangans im Lias der Kammerlingalm nachgingen, wurde mitgeteilt, daß Verwitterungslösungen für die Bildung der Lagerstätte nicht in Betracht kommen. Es wurde vielmehr die Frage aufgeworfen, ob nicht evtl. manganhaltige, magmatische Restlösungen die Entstehung der Erzlager bedingt haben. Da es sich an der Kammerlingalm um eine sedimentäre Lager-

stätte handelt, müßten die Erzlösungen durch magmatische Tätigkeit in das Liasmeer gelangt sein, wo das Mangan dann ausgefällt und sedimentiert wurde. Da in den Gesteinen der Kammerlingalm keine unmittelbaren Anzeichen von Magmatismus oder Vulkanismus vorliegen, sei es nun wieder angebracht, die anderen Lagerstätten dieses Typs daraufhin zu prüfen. Dabei zeigt sich alsbald, daß unsere Vermutung berechtigt war. In den meisten Fällen läßt sich nämlich submariner Vulkanismus während der Sedimentation nachweisen. Wo dies nicht der Fall ist, finden sich stets gewisse Anzeichen, die auf eine derartige Tätigkeit hinweisen, z. B. hydrothermale Durchäderungen. So dürfte ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen submarinem Vulkanismus und der Bildung mangan- und kieselsäurereicher Sedimente nicht mehr zu bezweifeln sein, nachdem einerseits dessen Erscheinungsformen stets in Paragenese mit kieseligen Gesteinen auftreten und andererseits die Möglichkeit einer Entstehung der Lagerstätten, durch Verwitterungslösungen bedingt, nicht vollauf befriedigt. Ein weiteres typisches Merkmal dieser Lagerstätten ist also die Paragenese der Manganerze mit submarinem Vulkanismus, der als Quelle des in den Sedimenten abgelagerten Mangans und der Kieselsäure anzusprechen ist.

Sämtliche Lagerstätten vom Typ der Kammerlingalm in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen wurden in einem Geosynklinalmeer abgelagert, und zwar in tiefer gelegenen Regionen desselben, nicht aber auf den Schwellen. Beim Vergleich mit den anderen Lagerstätten dieses Typs trifft man genau die gleichen Verhältnisse an. Ob man nun die Lagerstätten von Huelva, des Harzes, des Kellerwaldes, Lahn-Dillgebietes oder die Mährens, des Bakonywaldes, der Steiermark, der Schweiz und viele andere, z. B. die oxydischen Manganvorkommen Bosniens, der Türkei, der von Kuba, Costa Rica, der Olympic Mountains und der Appalachen betrachtet, alle wurden in Geosynklinalmeeren gebildet. Niemals ist dieser Lagerstättentyp an Landoberflächen gebunden, wie die recht zahlreichen Verwitterungslagerstätten von Mangan, oder an unmittelbare Küstennähe. Auch die Verwitterungslagerstätten führen neben oxydischen Erzen oftmals Rhodochrosit; sie unterscheiden sich jedoch deutlich von den vulkanogenen Manganlagerstätten hinsichtlich Bildungsraum und Paragenese. Hier bestehen keinerlei Zusam-

menhänge zu vulkanischer Tätigkeit, und die Erze werden niemals von Gesteinen begleitet, die vorwiegend aus chemisch ausgeschiedener Kieselsäure bestehen.

Aus den zahlreichen angeführten Beispielen wird ersichtlich, daß unser Lagerstättentyp nicht nur eine bestimmte räumliche Anordnung in der Erdkruste besitzt, sondern auch eine zeitliche. Denn derartige Manganvorkommen treten stets in einem ganz bestimmten Zeitabschnitt der strukturellen Entwicklung einer Geosynklinale auf. Betrachtet man nur die erwähnten europäischen Vorkommen, so sind diese fast ausnahmslos oberdevonisch-kulmischen oder jurassischen Alters. Diese Lagerstätten sind also in jenen Epochen entstanden, die unmittelbar vor der Faltung und Konsolidierung der Geosynklinale lagen. Analoge Verhältnisse finden wir in jedem orogenen Zyklus, wie es auch die anderen, außereuropäischen Lagerstätten zeigen. Daß unsere Manganvorkommen samt ihrer Paragenese kieseliger Gesteine vulkanogener Herkunft sind, wurde bereits erkannt. Es zeigt sich, daß es, von gewissen Ausnahmen abgesehen, fast immer Diabase und Spilite, also basische Eruptiva und deren Aschen sind, die gemeinsam mit diesem Lagerstättentyp auftreten. Auch diese vulkanischen Gesteine erscheinen bekanntlich nur während eines ganz bestimmten Zeitabschnittes der strukturellen Entwicklung einer Geosynklinale, nämlich mit dem Beginn der ersten Faltungen. Als weitere Regel kann also gelten, daß diese exhalativ-kieseligen Lagerstätten stets im Gefolge des initialen, basischen Vulkanismus im Sinne STILLE's auftreten. Daß es hiervon einige Ausnahmen gibt, zeigen die Ausführungen SCHATSKIJ's (1954); auf diese soll jedoch noch später eingegangen werden.

Bringt man manganhaltige, kieselsäurereiche Differentiate mit basischen Schmelzen in Zusammenhang, so fragt man sich vielleicht zunächst, ob derartige Magmen als Lieferanten freier Kieselsäure theoretisch überhaupt in Frage kommen können. Daß dies der Fall sein kann, zeigen die Studien einer ganzen Reihe von Forschern. Im Jahre 1952 haben BURRI und NIGGLI in ihrer Arbeit über die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens diesen Spezialablauf der Differentiation, die sog. Spilitisation, erneut umrissen. Nach deren Darstellung entstehen Si-, Fe- und Mn-reiche Spaltungsprodukte vor allem dann, wenn eine Schmelze basaltischer

Zusammensetzung sehr reich an Wasser und CO_2 ist. Diese Möglichkeit ist vor allem dann gegeben, wenn Magmen in unverfestigte, in Geosynklinalen abgelagerte Gesteine eindringen. Anstelle der wasserfreien Alumosilikate, wie sie die Plagioklase darstellen, bilden sich wasserhaltige, wie Chlorit und Serpentin, in die das Calcium nicht mehr eingebaut wird. Das Magnesium, das normalerweise in den Olivinen und Pyroxenen erscheint, geht ebenfalls in den Chlorit ein. Das Eisen bildet weder Olivin noch Pyroxen, sondern wird bestenfalls mit dem Calcium im Zoisit und Epidot eingebaut; ansonsten wird das Eisen mit Calcium an Karbonat gebunden, oder es wird aufoxydiert, wobei es selbständige Mineralien bildet. Ähnlich wie das Eisen verhält sich das chemisch verwandte Mangan. Unter derartigen Bedingungen ist von den Gerüstsilikaten nur noch der Albit beständig. So entsteht an Stelle des üblichen kalkreichen Plagioklas, Olivin und Pyroxen die abnormale Kombination von Albit, Chlorit, Serpentin, Epidot, Titanit, Eisen- und Eisentitanerzen, Zeolithen und Calcit, welche in ihrem Mineralbestand eher metamorphen Gesteinen der Epizone, sog. Grünsteinen, gleicht. Die bei einer derartigen Mineralbildung unverbrauchte Kieselsäure, das unverbrauchte Eisen und Mangan können nun als Erzlösungen in das benachbarte Gestein eindringen und dort ev. zur Bildung von Erzgängen der Si-Fe-Mn-Formation Anlaß geben. Gelangen diese Spaltungsprodukte an die Erdoberfläche und ergießen sich ins Meer, so kommt es dort zur Bildung von exhalativen Eisenerzen des Lahn-Dill-Typus, bei reichlicherer Manganföhrung dagegen zur Bildung von Manganlagerstätten des vulkanogen-kieseligen Typs. Die gleichzeitig geförderte Kieselsäure wird entweder chemisch ausgeflockt oder gibt zur Entfaltung einer reichhaltigen Fauna von kieselchaligen Organismen, wie Radiolarien und Kieselchwämmen Anlaß. Diese Zusammenhänge hat WENK in einer 1949 erschienenen Arbeit zusammenfassend geschildert.

Ch. F. PARK jr. (1946) stellte folgende Berechnungen an: Gewöhnlicher Basalt enthält in der Regel 0,17—0,31% MnO . Unter der Annahme, daß nur 0,14 MnO bei der Spilitisation frei werden, würde eine Kubikmeile eines Basaltes von der Dichte 2,9 die Menge von 1 333 980 Tonnen MnO abgeben; eine Basaltdecke der gleichen Zusammensetzung, die eine Quadratmeile in einer Mächtigkeit von 100 Fuß bedeckt, ergäbe bereits 25 264 Tonnen Manganoxyd MnO . Diese Angaben zeigen, daß tatsächlich auch

derartige Mengen von Manganerzen durch Spilitisation gebildet werden können. Diesen Darstellungen zufolge gilt es als sicher, daß durch spilitische Differentiation basischer Magmen Si-, Fe- und Mn-reiche Erzlösungen entstehen.

Die Kammerlingalm als exhalativ-sedimentäre Mn-Lagerstätte des vulkanogen-kieseligen Typs im Sinne SCHATSKIJ's

Die petrographischen und geologischen Untersuchungen an den Erzen der Kammerlingalm zeigen, daß die allgemeine Charakteristik dieser Lagerstätten, von gewissen Einschränkungen abgesehen, auch für die liassischen Erzvorkommen der Berchtesgadener Alpen und Salzburger Alpen zutrifft. Wenn auch submarine Ergüsse liassischen Alters in diesen Gebieten bisher nicht nachgewiesen werden konnten, so schließt dies eine magmatische Tätigkeit während dieser Zeit keineswegs aus, da seit langem körnige Diabase aus den Werfener Schichten am Südabhange des Dachsteins, aus dem Haselgebirge von Abtenau, Diabasporphyrite von der Raxalpe, Melaphyr und Gabbro aus dem Hallstädter und Ischler Salzberg bekannt sind. Es ist sehr leicht möglich, daß diese Gesteine, die stock- und gangförmig auftreten und basischen Charakter zeigen, teilweise liassisches Alter haben und dem initialen Vulkanismus angehören. Während in den Vorphasen der Gebirgsbildung die Schmelzen bevorzugt in die mobilen Werfener Schichten und das Haselgebirge eindringen, müßten Mn- und Si-reiche Differentiate auch den Weg an die Oberfläche gefunden haben und im Liasmeer zur Bildung mangan- und kieselsäurereicher Sedimente Anlaß gegeben haben. Für den zeitweise recht erheblichen Kieselsäuregehalt des Liasmeeres gibt es ohnehin keine ausreichende Erklärung. Die verbreitete Ansicht, dieser würde von Radiolarien und Kieselschwämmen herrühren, besagt ja nur recht wenig; denn eine reichhaltige Fauna kieseliger Organismen benötigt ja ihrerseits wieder einen hohen SiO_2 -Gehalt des Wassers als Existenzgrundlage.

Wägt man jene Argumente, die für die Erzlösungen magmatischer Herkunft und jene, die für die Verwitterungslösungen sprechen, gegeneinander ab, so ist der ersteren Möglichkeit unbedingt der Vorzug zu geben, das heißt, daß mit größter Wahrscheinlichkeit submarine Exhalationen magma-

tischer Differentiate die Bildung der liassischen Manganerze verursachten.

Die Zufuhrwege und Exhalationsstellen zu finden, dürfte sehr schwierig sein, da diese einerseits bereits abgetragen sein können, andererseits in dem Profil, in dem die Lagerstätte zur Zeit aufgeschlossen ist, nicht angeschnitten zu sein brauchen. Es kann sich hierbei um Klüfte und Gänge von nur ganz geringem Ausmaß handeln. Als Nachphase der Erzbildung können auf der Kammerlingalm ja die hydrothermalen Durchäderungen und Verdrängungen durch Quarz und schwach manganhaltigen Calcit angesehen werden.

Systematik der Mn-Lagerstätten der vulkanogen-kieseligen Formation

Nach weitgehender Fertigstellung der vorliegenden Arbeit wurde der Verfasser auf die bereits erwähnte Veröffentlichung von N. S. SCHATSKIJ (1954) aufmerksam. Dieser Autor, der vor allem das in russischer Sprache verfaßte Schrifttum berücksichtigt, kommt hinsichtlich der allgemeinen Charakteristik und Genese dieses Lagerstättentyps erfreulicherweise zu den gleichen Ergebnissen, wie sie hier dargestellt sind. Weiterhin gelang es aber SCHATSKIJ, eine Systematik der Mn-Lagerstätten der „vulkanogen-kieseligen Formationen“ zu schaffen, die er als Sammelbegriff für diesen Lagerstättentyp einführt. Weil diese Einteilung zweifellos eine Bereicherung der vorliegenden Arbeit darstellt und andererseits im westlichen Schrifttum bislang noch nicht Eingang gefunden hat, sei es gestattet, diese Systematik in aller Kürze wiederzugeben:

SCHATSKIJ unterscheidet diese Lagerstätten zunächst nach vulkanischen Stammgesteinen:

- I. Die „grünstein-kieselige Formation“, deren Stammgesteine aus Magmen basischer Zusammensetzung abgeleitet werden können, also im wesentlichen Diabase und Spilite. Zu dieser Gruppe sind wahrscheinlich alle in dieser Arbeit angeführten Lagerstätten (mit einer einzigen Ausnahme) zu zählen.
- II. Die „porphyr-kieselige Formation“, deren Stammgesteine eine mehr saure, intermediäre Zusammensetzung aufweisen, im wesentlichen Keratophyre und Quarzporphyre. Diese Lager-

stättengruppe ist jedoch viel seltener als die weiter verbreitete grünstein-kieselige Formation. Auch SCHATSKIJ führt nur ein einziges Beispiel dieser porphyr-kieseligen Formation an, nämlich die Famenne-Tournai-Folge in Zentralkazakstan.

Diese beiden Hauptgruppen werden nach ihrer Paragenese weiter unterteilt, wobei jede Unterabteilung nach ihrem Hauptgesteinstyp benannt wird.

So wird die grünstein-kieselige Formation unterteilt in eine:

- Ia) vulkanogene Formation i. e. S., in welcher die manganhaltigen Gesteine in Paragenese mit Lavadecken und Tufflagen auftreten.
- Ib) Jaspisformation, bei der Jaspis und Hornstein, entweder als Lagen oder in Form von Linsen und Knollen, das wichtigste paragenetische Glied bilden.
- Ic) kieselig-schiefrige Formation, die sich in der Hauptsache aus Kieselschiefern, verkieselten Tonschiefern und Kalken zusammensetzt.

Während in den Unterabteilungen Ia bis Ic submariner Vulkanismus in Form geringmächtiger Laven oder Tuffe noch unmittelbar nachweisbar bleibt, ist dies in der folgenden Unterabteilung nicht mehr der Fall:

- Id) nämlich in der entfernt-kieseligen Formation. Diese Lagerstätten zeigen zwar ebenfalls eine Paragenese von kieseligen Gesteinen, wie Kieselschiefer, kieselige Tonschiefer und Kieselkalke, jedoch ist der Vulkanismus in Form von Laven und Tuffen hier nicht mehr unmittelbar nachzuweisen. Daher muß angenommen werden, daß die Kieselsäure und das Mangan dieser Formation entweder durch Meeresströmungen aus größerer Entfernung herantransportiert wurde oder daß sie ihren Ursprung in submarinen, örtlichen Fumarolen haben. Dementsprechend wird diese Gruppe nochmals unterteilt. In beiden Fällen, wurde diese Formation in größerer — horizontaler oder vertikaler — Entfernung vom Magmenherd gebildet.

Analog zur grünstein-kieseligen Formation wird auch die porphyr-kieselige Formation weiter aufgegliedert, wenn auch nicht so weitgehend:

- IIa) Vulkanogene Formation i. e. S., deren Hauptgesteine diesmal Laven und Tuffe keratophyrischer oder porphyrischer Zusammensetzung sind.
- IIb) kieselig-schiefrige Formation, wie Ie.
- IIc) entfernt-kieselige Formation, wie Id.

Wie man erkennt, fehlt bei dieser Gruppe die Jaspisformation. Zwischen allen Formationen innerhalb der Gruppe I bzw. Gruppe II bestehen mannigfache Übergänge. Je mehr man sich im allgemeinen vom Magmenherd bzw. Eruptionsherd entfernt, um so geringer werden die Anzeichen eines submarinen Vulkanismus. Da jedoch die kieselig-schiefrige Formation randlich in die sog. entfernt-kieselige Formation übergeht, kann für die letztere ihre vulkanogene Herkunft mittelbar bewiesen werden.

SCHATSKIJ selbst hält diese Systematik noch für unvollständig und nicht für endgültig, so daß vielleicht in Zukunft noch die eine oder andere Revision fällig wird. Nach dieser Einteilung müßten die Lagerstätten der Berchtesgadener und Salzburger Alpen zur „entfernt-kieseligen Formation der grünstein-kieseligen Abteilung“ gestellt werden, und zwar mit größter Wahrscheinlichkeit zu jener Gruppe, deren Bildung durch lokale Exhalationen und Fumarolen bedingt wird.

Diese Systematik der Lagerstätten der vulkanogen-kieseligen Formation, die in der Verschiedenartigkeit der Paragenese von kieseligen Gesteinen beruht, stellt vom genetischen Standpunkt aus einen großen Fortschritt in der Beurteilung und Einstufung all dieser Lagerstätten dar. Somit gelingt es, Manganvorkommen, die aus grundsätzlich verschiedenen Erzmineralien bestehen und rein äußerlich miteinander nicht verglichen werden können, in ein gut fundiertes System zu bringen. Nun gibt diese Einteilung zwar einen Überblick über eine große Gruppe von Lagerstätten und über deren genetische Stellung; von praktischen Gesichtspunkten aus gesehen erscheint diese Einteilung jedoch etwas weniger glücklich. Denn diese Systematik gibt wohl über die verschiedenen Gesteinstypen Auskunft, die die Lagerstätte begleiten, evtl. auch über die Lage des Vorkommens zum zugehörigen Magmenherd; das ist aber zur Charakterisierung der Lagerstätte keinesfalls ausreichend. Hauptmerkmal einer Lagerstätte ist und bleibt immer noch der Mineralbestand ihrer Erze. Dieser wird aber durch die Systematik

SCHATSKIJ'S nicht erfaßt. So kommt es, daß in ihrer Mineralzusammensetzung grundsätzlich verschiedene Lagerstätten, wie z. B. die oxydisch-kieseligen Mangankommen Kubas und die karbonatisch-kieseligen Lagerstätten Huelvas, als gleichartig eingestuft werden müssen, nämlich in die Abteilung Ia—Ib, obwohl die huelvanischen Lagerstätten ihrer rein äußeren Erscheinungsform nach den Mangankarbonatlagerstätten der Berchtesgadener und Salzburger Alpen, die in die Gruppe Id gehören, viel näher stehen als den vorwiegend oxydischen Lagerstätten Cubas.

Es besteht daher nach wie vor ein Bedürfnis nach einer Systematik, die weniger die Paragenese der kieseligen und vulkanischen Gesteine der Lagerstätte berücksichtigt, dafür aber die Paragenese der Erzminerale. Eine derartige Einteilung stößt aber auf gewisse Schwierigkeiten: denn unter all diesen Lagerstätten, die in verschiedenen Bildungsräumen entstanden sind, finden sich kaum zwei, die in der Paragenese ihrer primären Erzminerale vollkommen gleich sind. Man ist daher gezwungen, alle Details unberücksichtigt zu lassen, will man eine brauchbare Systematik dieser Lagerstätten schaffen. Dies geschieht am besten dadurch, wenn alle Vorkommen nach dem jeweils am stärksten beteiligten Typ von Manganmineralien eingeteilt werden, nämlich in folgende sedimentäre Lagerstätten:

1. vorwiegend oxydische vulkanogen-kieselige L.
2. vorwiegend karbonatische vulkanogen-kieselige L.
3. vorwiegend silikatische vulkanogen-kieselige L.

Die vorwiegend oxydischen vulkanogen-kieseligen Lagerstätten setzen sich primär meist aus folgenden Erzmineralien zusammen: Pyrolusit, Hausmannit, Manganit und Psilomelan. Die karbonatischen hingegen bestehen aus Rhodochrosit und manganhaltigen komplexen Karbonspäten. Silikatische vulkanogen-kieselige Lagerstätten führen als Erzminerale vor allem Rhodonit, Braunit, Neotocit, Bementit, Manganophyllit, Tephroit und Piemontit. Daß zwischen diesen drei Lagerstättengruppen die mannigfaltigsten Übergänge bestehen, dürfte wohl klar sein und bedarf keiner weiteren Erörterung.

Diese Systematik gestattet, alle vulkanogen-kieseligen Manganlagerstätten nach dem wesentlichsten Gesichtspunkt zu gliedern, nämlich nach der Paragenese der Erzminerale. Die Ein-

teilung SCHATSKIJ's hingegen sagt über die Paragenese der Nichterze und über die Entstehung der Lagerstätten etwas aus. Daher dürfte die oben gegebene Gliederung nach der Paragenese der Erzminerale auf alle Fälle dann zu bevorzugen sein, wenn bei der Erforschung und Charakterisierung der Lagerstätten praktische und wirtschaftliche Gesichtspunkte eine Rolle spielen. Stehen jedoch rein wissenschaftliche Betrachtungen im Vordergrund, so sagt eine Einordnung der Lagerstätten in die Systematik SCHATSKIJ's natürlich viel mehr aus.

Wenn wir nun wieder zum Ausgangspunkt unserer Betrachtung, nämlich zu den Lagerstätten der Berchtesgadener Alpen, speziell der Kammerlingalm zurückkehren, so kann demnach diese Lagerstätte ganz eindeutig zur karbonatischen Gruppe der vulkanogen-kieseligen Manganlagerstätten gezählt werden. Man ist sogar dazu geneigt, dieses Vorkommen als Prototyp dieser Gruppe hinzustellen, da hier bisher noch nicht die geringsten Spuren primärer oxydischer oder silikatischer Manganminerale festgestellt werden konnten.

Zusammenfassung

Die liassischen Mn-Erze der Kammerlingalm in den Berchtesgadener Alpen sind sedimentär entstanden. Das primäre Erzmineral ist Rhodochrosit. Dieser wurde sowohl primär ausgefällt, als auch im diagenetischen Stadium der Gesteinsbildung durch Verdrängung unter sedimentären Bedingungen aus Calcit gebildet.

Die Ursache dieser Erzbildung waren mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit submarine Exhalationen Si- und Mn-reicher Differentiate basischer Magmen des initialen Vulkanismus, dessen Schmelzen im Gefolge frühkimmerischer Phasen der Gebirgsbildung in die Geosynklinalsedimente intrudierten. Die Manganlagerstätten sind der entfernt-kieseligen Formation der Grünstein-Abteilung im Sinne SCHATSKIJ's zuzuordnen. Derartige Lagerstätten sind stets an Geosynklinalmeere gebunden und entstehen dort im Gefolge des initialen Vulkanismus vor Beginn der Faltung.

Zur Charakterisierung der verschiedenen exhalativ-sedimentären Lagerstätten wird eine Einteilung nach der Erzmineralzusammensetzung vorgeschlagen, nach der man

1. eine oxydische Gruppe
2. eine karbonatische Gruppe
3. eine silikatische Gruppe

von vulkanogen-kieseligen Lagerstätten unterscheiden kann. Die Vorkommen der Berchtesgadener Alpen gehören zur zweiten Gruppe, nämlich zur karbonatischen.

Literaturverzeichnis

Alle Arbeiten, die vulkanogen-kieselige Manganlagerstätten behandeln, aber aus verschiedenen Gründen nicht benützt werden konnten, sind mit der Marke „x“ versehen.

- BATEMAN, ALAN M.: *Economic Mineral Deposits*. — 2nd. ed., John Wiley & Sons, New York 1950.
- BETEKHTIN, A. H.: Influence of orogenic movements upon a composition of ore-bearing facies in the Chiaturi deposits, Caucasus. — Ann. Inst. des Mines, Leningrad, **11**, 150—154, Leningrad 1938.
- x BETEKHTIN, A. G.: Central Kazakhstan as a manganiferous metallogenic province. — Bull. acad. sci. USSR, Ser. geol., **4**, 86—99, Moskau 1944.
- x — Genetic types of Mn-deposits. — Bull. acad. sci. USSR, Ser. geol., **4**, 3—42, Moskau 1944.
- BRINKMANN, R.: Die sedimentären Eisenerzlagerstätten des Generalgouvernements. — Z. prakt. Geol., **49**, 68—71. Halle/Saale 1941.
- BURRI, C. & NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. — Teil I, Zürich 1945.
- x CHURAKOV, A. N.: Manganese deposits in West and central Siberia. — Bull. acad. sci. USSR, Ser. geol., **4**, 109—122, Moskau 1945.
- CLAR, E.: Über die sedimentären Fe- und Mn-Erze in der Breitenau und bei Mixnitz. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **66**, 151—154, Graz 1926.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B.: Der Tennengebirgs-N-Rand und die Berge im Bereich des Lammertales. — Jb. Geol. Bundesanst., **95**, 146—223, Wien 1952.
- x DALE, N. C.: The Cambrian Manganese deposits of Conception and Trinity Bays, Newfoundland. — Am. Philos. Soc. Proc., **54**, 371—456, 1915.
- x DODIN, A. L.: Cambrian carbonate deposits of the Ussin Tomsk watershed of the Kuznetzk Alatan. — Bull. acad. sci. USSR, **31**, 143—144, Moskau 1941.
- EINSELE, WILHELM: Versuch der Theorie der Dynamik der Mangan-Eisenschichtung im eutropen See. — Naturwiss., **28**, H. 17—18, 1940.
- EPPRECHT, W.: Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. — Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn., Ser. **24**, Bern 1946.

- EPPRECHT, W.: Die Manganminerale von Gonzen und ihre Paragenese. — Schweiz. Miner.-petrogr. Mitt., **26**, 19—27, Zürich 1946.
- GEIGER, TH.: Manganerze in den Radiolarien Graubündens. — Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., **27**, Bern 1948.
- GEYER, GEORG: Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. — Jb. Kaiserl.-Königl. Reichsanst. 1886, 215—294, Wien 1886.
- GRASNOW, N. I.: Über Manganerze der Nikopoler Manganlagerstätte. — Bull. akad. sci. USSR, Ser. geol., **2**, 97—111, Moskau-Leningrad 1950.
- HAHN, F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. — Jb. Kaiserl.-Königl. Reichsanst., **60**, 311—420 u. 637—712, Wien 1910.
- HAHN, FELIX: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. — Jb. Kaiserl.-Königl. Reichsanst., **63**, H. 1, 1—77, Wien 1913.
- HOYER: Beiträge zur Kenntnis der Manganerzlagerstätten in der spanischen Provinz Huelva. — Z. prakt. Geol., **19**, 407—432, Berlin 1911.
- HÜSER: Das Manganerzvorkommen im Kreise Biedenkopf, Bergrevier Wetzlar. — Glückauf 1898, 529—533, Essen 1898.
- HUMMEL, K.: Über Manganerze im Kulm des Kellerwaldes. — Z. prakt. Geol., **31**, H. 8/9, 89—93, Halle/Saale 1923.
- x KHABAKOV, A. V.: Ulu-Telyak, a new deposit of oxydized carbonate ores in the permian deposits of Bashkiria. — Bull. acad. sci. USSR, Ser. geol., **4**, 70—85, Moskau 1944.
- x KIRNBAUER, F.: Die Mangan- und Eisenerzlagerstätte von Maczkamezö in Nordsiebenbürgen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **90**, 43, 1942.
- KLOCKMANN, F.: Montangeologische Reiseskizzen. — Z. prakt. Geol., **8**, 265—275, Berlin 1900.
- x KONTA, J.: Thermal investigations of the sedimentary manganese rock of Svábovce (CSR). — Sbornik Ustredniho Ustavu Geol., **18**, 601 bis 632, Prag 1951.
- KOSSMAT & JOHN: Das Mangan-Eisenerzlager von Maczkamezö in Ungarn. — Z. prakt. Geol., **13**, 305—325, Berlin 1905.
- KRAFFT, ALBRECHT v.: Über den Lias des Hagengebirges. — Jb. Kaiserl.-Königl. Reichsanst., **47**, 199—224, Wien 1897.
- x KRAJEWSKI, R.: C. R. des recherches du mineraux de manganése sur Preluczny dans les Monts Czywczyn (Carpathes Polonaises Orientales). — Serv. geol. Pologne Bull., **2**, 1—28, Warschau 1938.
- KRETSCHMER, FRANZ: Neues Vorkommen von Manganerzen bei Sternberg in Mähren. — Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen, **53**, Nr. 39, 507—509, Wien 1905.
- LEUCHS, K.: Über Einflüsse der Triasriffe auf die Lias-Sedimentation in den nördlichen Kalkalpen. — Senckenbergiana, **7**, 247—249, Frankfurt a. M. 1925.
- LEUCHS, K. & UDLUFT, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. — Senckenbergiana, **8**, 174—199, Frankfurt a. M. 1926.

- x LIEBUS, A.: Sbornik Statního geol. ústavu Československé republiky, Prag 1924.
- x LIENAN, H.: Über das Vorkommen karbonathaltiger Mangansilikate im Aure-Tal der Hochpyrenäen. — Chem.-Ztg. 1899, 418.
- LIESEGANG, R. E.: Geologische Diffusionen. — Verlag v. Theodor Steinkopff, Dresden und Leipzig 1913.
- x MIKHAILOV, P. P.: Murzhik deposit of manganese-ores. — Bull. acad. sci. USSR, **48**, 50—52, Moskau 1945.
- x MISER, H. D.: Deposits of Manganese in the Batesville-District, Arkansas. — US. Geol. Surv. Bull., **734**, 273, Washington 1922.
- Manganese Carbonate in the Batesville District, Arkansas. — US. Geol. Surv. Bull., **921-A**, Washington 1941.
- x MÜNK, R.: Die Manganlagerstätte bei Kisovec in der Slowakei und ihre Entstehung. — Prometheus-Verlag, Prag 1932.
- NEUMAYR: Die geographische Verbreitung der Juraformation. — Denkschr. Kaiserl. Ak. Wiss., **50**, 57—144, Wien 1885.
- PARDEE, J. T.: Manganese-bearing deposits near Lake Crescent and Rumpitulis, Washington. — US. Geol. Surv. Bull., **795-A**, Washington 1927.
- PARK, CHARLES F. jr.: The Spilite and Manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington. — Amer. J. Sc., **244**, 305—323, New Haven 1946.
- PHILIPSBORN, H. v.: Über komplexe Karbonspäte. — N. Jb. Min., Abh., **64 A**, 187—196, Stuttgart 1931.
- PLÖCHINGER, B.: Fossile Bakterien in den Tennengebirgsmanganschiefern? — Mikroskopie, **7**, 197—201, Wien 1952.
- x RADUGHIN, K. V.: Ein neues Manganvorkommen um den Kuznetsk Alatan. — C.R. (Doklady) akad. sci. USSR, **27**, 243—245, Moskau 1940.
- x RADUGHIN, V.: Ivanow, Westsibirien, manganese-ore deposit. — Soviet. Geol., **3**, 61—74, Moskau 1941.
- x RONGARTEN, V. P.: Manganiferous paleogene deposits of the North Urals. — Bull. acad. sci. USSR, Ser. geol., **4**, 47—58, Moskau 1944.
- ROBERTS, R. J.: Manganese Deposits in Costa Rica. — US. Geol. Surv. Bull., **935 H**, 387—414, Washington 1944.
- x RUTLEDGE, P. A., TESSMER, W. A., EWOLDT, H. B., ODER, C. R. L., LANGLEY, M. J., BELL, J. E.: Investigation of manganese Carbonates and wad deposits in the Batesville manganese district. — US. Bur. Mines, Rept. Invest., No. 4859.
- SAVAGE, W. S.: Solution, transportation and precipitation of manganese. Ec. Geol., **31**, Nr. 3, 278—297, New Haven, Conn., 1936.
- SCHATSKIJ, N. S.: O manganenoznych formacijach i o metallogenii manganca. — Izvestija akad. nauk SSSR, Ser. geol., **4**, Moskau 1954.
- SCHNEIDER, ADOLF: Das Vorkommen von Inesit und braunem Mangan-kiesel im Dillenburgischen. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 1887, 472—496, Berlin 1887.

- SCHNEIDER, ADOLF: Neue Manganerze aus dem Dillenburgerischen. — Z. Dt. Geol. Ges., **49**, 829—834, Berlin 1887.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. — 3. Aufl., Stuttgart 1955, 375 S.
- SLAVIK, F.: Metasomaticke rudy manganovéa Zelesné o Křídovéh sedimentech u Chvaletic. — Vestník statního geologického Ustavu Československe Republiky, **5**, H. 1, 101—106, Prag 1929.
- x SLAVIK, F.: Gisements de manganèse en Bohême orientale. — C. P. du Congrès Internationale des Mines, de la Metallurgie et de la Géologie appliquée, **6**, 140—145, Liège 1931.
- STELZNER-BERGEAT: Die Erzlagerstätten. — Leipzig 1904.
- x SUSLOV, A. T.: Kara-Dzhal Manganese deposit (Central Kazakhstan). — Bull. acad. sci. USSR, Ser. geol., **4**, 100—108, Moskau 1945.
- x TOKARSKI, J.: La Chaîne Czywczyn: Etude pétrographique et géologique. — Ann. Soc. pol. Géol., **10**, 1—351, Krakau 1934.
- x ULRICH, F.: Die Manganerzlagerstätten der NW-Karpathen und deren Genesis. — Vestník geol. Rep. tschechosl., **9**, 106—107, Prag 1933.
- x ULRICH, F. & MUNK, R.: Die Manganerzlagerstätten im Gebiete der tschechoslowakischen NW-Karpathen und ihre Genesis. — Schlägel und Eisen, **34**, 232—243, Brünn 1936.
- VADASZ, E.: La formation mangansifere de la Montagne Bakony. — Act. geol. acad. sci. Hung., **1**, 349—382, Budapest 1952.
- VETTERS, HERMANN: Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — Wien 1947.
- VOGT, J. H. L.: Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. — Z. prakt. Geol. 1906, 217—233, Berlin 1906.
- WÄHNER, FR.: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. — Verh. Kaiserl.-Königl. Reichsanst., **8**, 190—206, Wien 1886.
- WAYLAND, RUSSELL G.: Composition, Specific Gravity and Refractive Indices of Rhodochrosite; Rhodochrosite from Butte, Montana. — Amer. Min., **27**, 614—628, Menasha, Wisc., 1942.
- WENK, EDUARD: Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. — Experientia, **5**, 226—232, Basel 1949.
- WHITE, WALTER S.: Occurrence of Manganese in the Eastern Arrostock County, Maine. — US. Geol. Surv. Bull., **940-B**, 125—161, Washington 1943.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 10. April 1957.

Tafelerklärungen

Tafel 7

- Abb. 2. An Echinodermenschill reicher Kieselkalk im strat. Liegenden des Rhodochrositlagers. Durch besondere Aufnahmetechnik wurde erreicht, daß sich die Fossilreste von der Grundmasse des Gesteins deutlich abheben. 15fach.
- Abb. 3. Sporen von Bärlappgewächsen, die vom Festland oder von Inseln her ins Liasmeer geweht und hier zusammen mit Karbonatteilchen sedimentiert wurden. 15fach.
- Abb. 4. Spore, welche deutlich eine hellbraun gefärbte Rinde und einen dunklen, verkohlten Kern zeigt. 600fach.
- Abb. 5. Fossilrest, wahrscheinlich Fragment einer aufgearbeiteten Schnecken- schale. Das Relikt besteht aus drei Prismenschichten, deren Prismen jeweils senkrecht zu denen der Nachbarschicht stehen. 150fach.
- Abb. 6. Fossilrest, möglicherweise Echinodermenrest, $n = 1,79$, was einem Mischkristall mit 83% Manganspat und 17% Calcit entspricht. (Nummer 4 der daraufhin untersuchten Fossilreste.) 150fach.

Tafel 8

- Abb. 10. Fossilreste in den manganhaltigen Kieselkalken; Radiolarien („Zahnrad“) bestehen bereits aus Calcit. Auch ihr Inneres ist von Einkristallen dieses Minerals erfüllt. Daneben Skeletteilchen von Kieselschwämmen, welche teilweise aus Quarz, teilweise auch aus Calcit bestehen. 60fach.
- Abb. 11. Vererzte Kolonie desulfurierender Bakterien (nach SCHNEIDER- HÖHN), aus Pyrit bestehend. 60fach.
- Abb. 14. Millimeterrhythmit von Karbonat- und Kieselsäurelagen (Karbonat = dunkel, Kieselgel = hell). 15fach.
- Abb. 15. Radiolarienreicher Gesteinstyp. Die Skelette bestehen nicht mehr aus Kieselsäure, sondern aus Calcit. Meistens ist auch der innere Hohlraum der Skelette von Einkristallen dieses Minerals erfüllt. 15fach.
- Abb. 16. Brecciöse Gemengteile in den manganhaltigen Kieselkalken; tektonische Bewegungen führten lokal zu Aufarbeitungen von bereits abgelagerten Gesteinen, deren Bruchstücke dann wieder sedimentiert wurden. 15fach.

Tafel 9

- Abb. 17. Das aus Mangankarbonat bestehende Gestein wurde tektonisch beansprucht; auf den entstehenden Klüften drangen in der Nähe des Ausbisses sauerstoffbeladene Tageswässer ein und oxydierten das Mangankarbonat zu Mineralien der Psilomelangruppe. Die Oxydationshöfe sind dunkel gefärbt. 15fach.
- Abb. 18. In größerem Ausmaß wird der ursprünglich hochprozentige Rhodochrosit aufgelöst und durch schwach manganhaltigen Calcit ersetzt (helle Adern). 15fach.
- Abb. 19. Eindiffundierende Manganionen haben das mittlere Stück Austernschale randlich bereits in rhodochrosithaltigen Calcit umgewandelt (kenntlich durch höhere Lichtbrechung). Während dieses Stück noch die feinfaserige Struktur zeigt, hat der Stoffaustausch in den beiden benachbarten Körnern (dunkel) zu einem Zerfall dieser charakteristischen Struktur in ein Aggregat wirr orientierter Einzelkriställchen geführt, weshalb die Körner nun undurchsichtig sind. 60fach.
- Abb. 20. Die Umwandlung in Rhodochrosit ist bereits weiter fortgeschritten. Der Calcit im Inneren des Kornes hebt sich deutlich gegen die heller erscheinende, höher brechende, rhodochrosithaltige Randzone ab. 60fach.
- Abb. 21. Die Umwandlung erreicht bereits ihr Endstadium; während das übrige Korn bereits vollkommen in rhodochrosithaltigen Calcit umgewandelt ist, befindet sich in der rechten unteren Ecke noch ein Rest von Calcit (dunkler, scharf umrandeter Fleck). Obwohl die Austernschale jetzt zum Großteil aus Mangankarbonat besteht, zeigt sie immer noch ihren ursprünglichen, feinfaserigen Aufbau und ist als solche immer noch zu erkennen. 60fach.

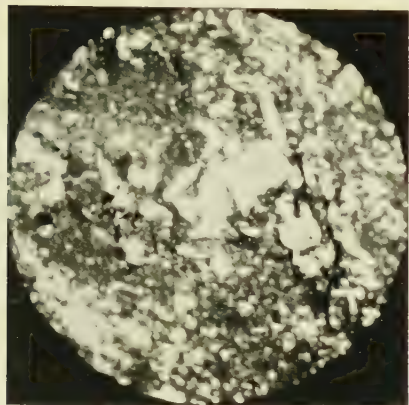


Abb. 2.

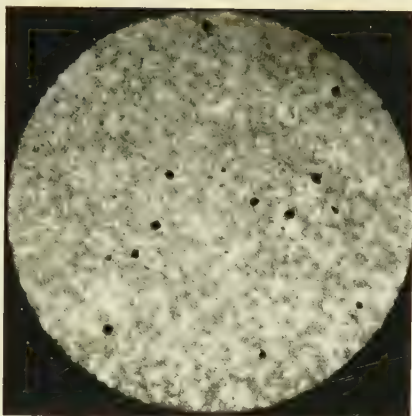


Abb. 3.

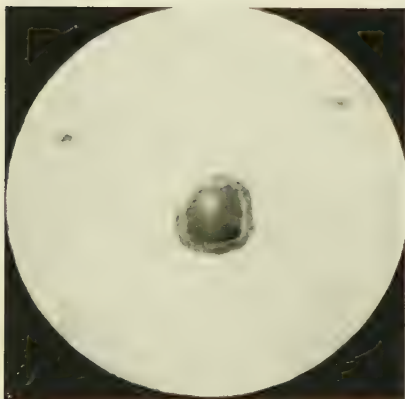


Abb. 4.

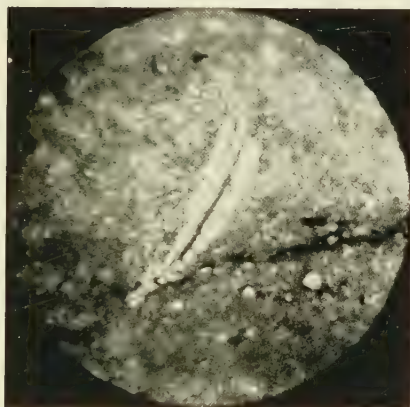


Abb. 5.

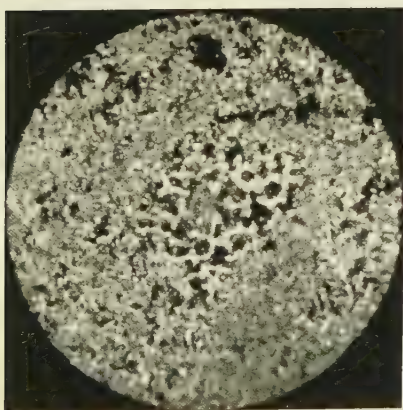


Abb. 6.

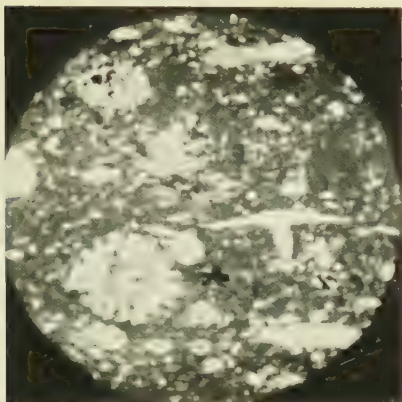


Abb. 10.

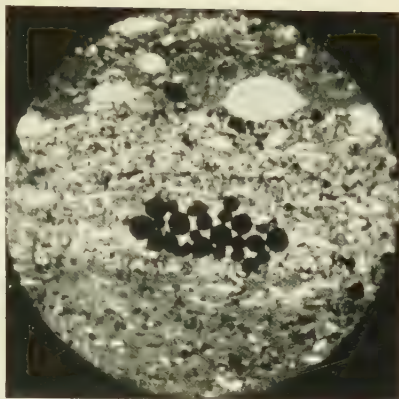


Abb. 11.

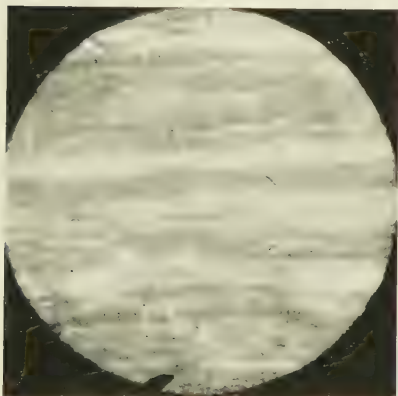


Abb. 14.

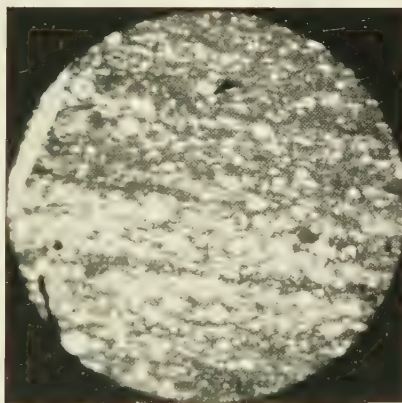


Abb. 15.

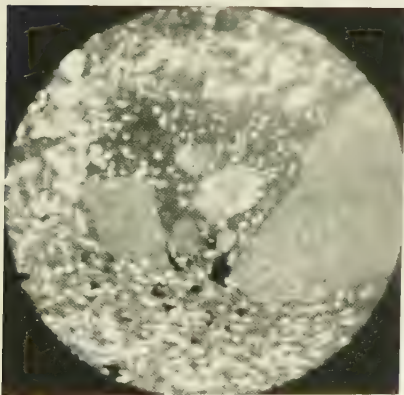


Abb. 16.

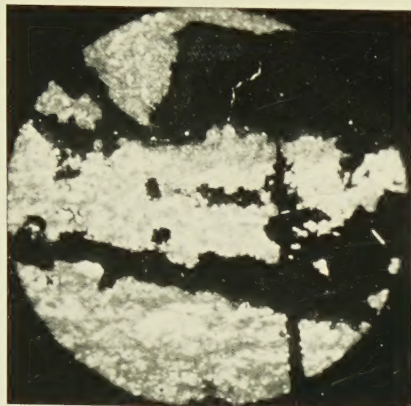


Abb. 17.

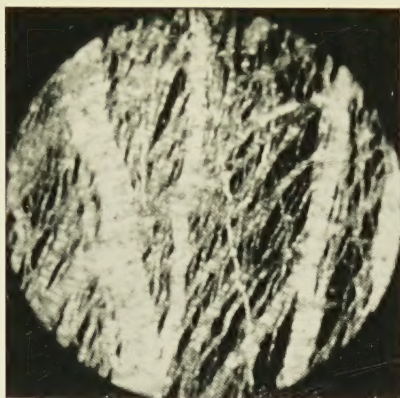


Abb. 18.

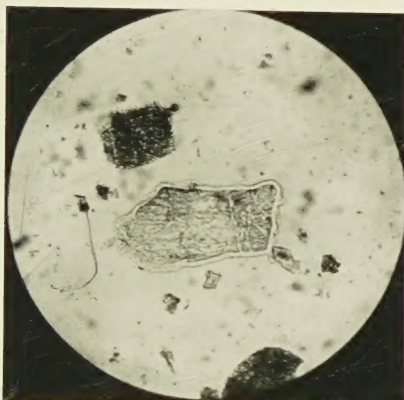


Abb. 19.

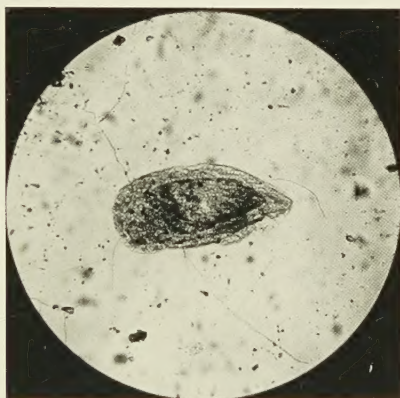


Abb. 20.

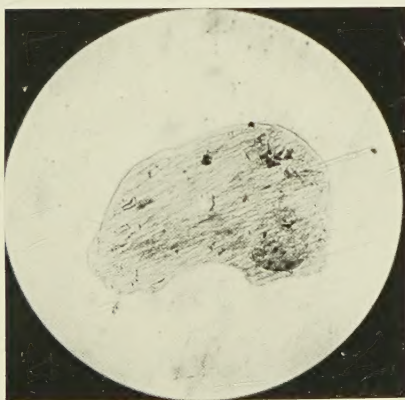


Abb. 21.

LEBENS LAUF

Ich, Hans Gruß, wurde am 11. 1. 1932 als Sohn des Dipl.-Ing. Wilhelm Gruß und dessen Ehefrau Johanna, geb. Haubner, in Müglitz i. Mähren geboren. Dort und in Marienbad besuchte ich Volksschule und die ersten drei Klassen der Oberschule, bis ich im Frühjahr 1946 aus der Tschechoslowakei ausgewiesen wurde. Meine neue Heimat wurde Roth bei Nürnberg. Die folgenden Klassen der Oberschule besuchte ich in Aschaffenburg und in Weißenburg i. Bay., wo ich im Sommer 1951 das Abitur machte. Im Anschluß daran begann ich an der Universität Erlangen mein Geologiestudium. Nachdem ich nach vier Semestern das Vordiplom-Examen abgelegt hatte, studierte ich ein Jahr lang an der Universität Innsbruck. Nach Erlangen zurückgekehrt, fertigte ich meine Diplomarbeit an, die im wesentlichen in der geologischen Kartierung des Positionsblattes Meckenhausen bestand, worauf ich im Sommer 1955 das Diplomexamen für Geologen ablegte. Von da an arbeitete ich im Mineralogischen Institut der Universität Erlangen an meiner Doktorarbeit über sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten. Meine Lehrer waren: Prof. Dr. TH. ERNST, Erlangen, Prof. Dr. B. v. FREYBERG, Erlangen, Prof. Dr. B. SANDER, Innsbruck.

